©Akademie der Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Entwicklungsstadien bei krystallinen Schiefern (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal

Von

M. Stark

(Mit 1 geologischen Skizze und 3 Tafeln)

(Vorgelegt in der Sitzung am 19. Jänner 1939)

Inhaltsübersicht.

Einleitung 42
Grundzug der Tektonik 42
Ehemalige Substrate der krystallinen Schiefer 43
Art der Metamorphose 43
Fossilgehalt der Gesteine. Schieferstruktur 44
Entwicklungsstufen(-stadien) in der Gesteinsbildung (Mineralfolgen) 46
Geologisches Auftreten der Grünschiefer 46
Chemischer Charakter der Grünschiefer 47
Petrographische Gliederung der Grünschiefer 48
A. Palimpseste vom ehemaligen Massengestein (nicht Tuff oder Sediment) deutlich erhalten.... 49
I. Ehemalige Augite in deutlicher Ophitstruktur erhalten: Ophitdiabas-Grünschiefer 49
II. Ehemalige Augite in porphyrischer Struktur erhalten: Diabasaugitporphyritgrünschiefer 49
III. Ehemalige porphyrische Augite uralitisiert: Diabasuralitporphyritgrünschiefer... 55
IV. Ehemalige porphyrische Augite mit Hornblende erhalten: Diabasaugithornblendeporphyritgrünschiefer .. 62
V. Nur ehemalige braune, porphyrische Hornblende erhalten, sekundäre Hornblende glaukophanitisch: Hornblendeporphyritgrünschiefer. 63
VI. Zahlreiche ehemalige basische, albitisierte Plagioklaseinsprenglinge erhalten: Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer 66
VII. Hornblendeserizitgrünschiefer 70
B. Ehemalige Struktur des Ursprunggesteins verwischt; weiters ehemalige Tuffe, auch Tuffite; geschieferte sekretionäre Massen 72
VIII. Diabasgrünschiefer (brecciös) 72
IX. Diabastuffgrünschiefer 76
X. Diabasgrünschiefer (tuffitisch) 78
XI. Sekretionen (geschiefert) 84
Ergebnisse und Vergleiche mit Nachbargebieten. 85
Kitzbüheler Grauwackenzone 86
Grauwackenzone St. Johann 86
Radstädter Mesozoikum 93
Zusammenfassung und Bemerkung zur Kartenskizze 95
Bilderklärungen 103
Literatur 105

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Einleitung.

Nach den geologischen Übersichtsaufnahmen in den östlichen Hohen Tauern, die im Auftrage der Akademie der Wissenschaften in Wien vor drei Jahrzehnten durchgeführt worden sind, in erster Linie mit dem Hauptziel, den Gebirgsbau zu klären, wurde ein vorläufiger Bericht über diese Fragen auch vom Verfasser gegeben (8).

Es war damals beabsichtigt, unmittelbar daran auch die genauere petrographische Bearbeitung zu schließen.

Die Zeitenläufe mit ihren tiefgreifenden Ereignissen haben dies verhindert, sie haben auch eine geplante gemeinsame Gesamtdarstellung der bearbeiteten Gebiete durch alle Teilnehmer unmöglich gemacht.

Kursorische petrographische Studien an Hunderten von Dünnschliffen der einschlägigen Gesteine wurden zwar schon gelegentlich des vorläufigen Berichts seitens des Verfassers durchgeführt, auch wurden gelegentliche kurze Mitteilungen über Gesteine mit Diabas-, Diorit-, Porphyr-, Granitreliktstruktur etc. aus dem Großarl- und Gasteintal (6, 7) schon noch früher gegeben, außerdem wurde im Verlaufe der Jahre wiederholt an diesen Gesteinen gearbeitet, z. B. (9, 15).

Da von verschiedenen Seiten mehrfach gedrängt wurde, einiges aus den petrographischen Fragekomplexen der Öffentlichkeit zuzuführen, kommt hierin der Verfasser seiner Verpflichtung nach und bringt im folgenden die für das Kartenblatt St. Johann so wichtigen Grünschiefer im Bereiche der Klammkalk- und Radstädter Decken aus dem Gastein- und Großarltal zur näheren Besprechung, gemäß auch einer Vereinbarung mit Herrn Dr. E. Braumüller vom Sommer 1937 (21).

Der Verfasser hatte sich seit Jahren bei seinen Untersuchungen die folgenden weitergehenden Gesichtspunkte gestellt:

1. Welches ist der Grundzug der Tektonik in dem Gesteinskomplexe vom Zentralgneis bis zur Salzach? Die geologischen Aufnahmen durch den Verfasser schon der ersten zwei Jahre, wie auch das Studium der Gesteine schon allein, lieferten vielfach zureichende Beweise, daß die früher dafür vorgetragene Ansicht, es handle sich um geologisch sehr alte Gesteine, in im großen ganzen konkordanter Lagerung zum Zentralgneis aufgegeben werden müsse, und daß statt dessen anzunehmen sei, es handle sich hier um Deckenland intensivster Verfaltungen und Überschiebungen. Diese Einsicht konnte auch miterlangt werden durch Fühlungnahme mit den östlich im Radstädter Gebiet arbeitenden Kollegen.

2. Welche ehemaligen Substrate entsprechen den überaus mannigfaltigen krystallinen Schiefern dieser Gebiete? Für die

Grünschiefer ward in den nördlichen Anteilen des Gastein- und Arltals schon 1906 erkannt, daß Diabase als Lager und Ergüsse oder auch Tuffe das Ursprungsmaterial dargestellt haben, ebenso wie Porphyroide auf saure Ergüsse oder Tuffe wiesen; es stand diese Auffassung im Einklang damit, daß da auch in den sedimentären Gesteinskomplexen nahe den Klammkalkzügen, den eingefalteten Radstädter Gebilden Konglomerathorizonte aufgefunden wurden, in denen saure Erguß- und Tiefengesteine eine wichtige Rolle spielen neben verschiedenartigen sedimentären Geröllen.

3. Von welcher Art ist die Metamorphose in diesen Gebieten nördlich vom Zentralgneis? Die Antwort war auf Grund der geologischen Übersichtsaufnahme, der Feststellung der Lagerungsverhältnisse, des Charakters der sogenannten Hüllgesteine bis zur Salzach, daß die Merkmale ursprünglicher Kontaktmetamorphose (Cordierit, Andalusit, Spinell etc.) so gut wie fehlen, daß die Gesteinsmetamorphose also vornehmlich durch die tektonischen Prozesse bedingt worden sei.

Den ersten aufnehmenden Forschern der geologischen Reichsanstalt war klargeworden die granitische Natur der jetzt veränderten Zentralgneise. Der Granit wurde als Intrusion in die Schieferhülle aufgefaßt. Auch F. Becke, F. Berwerth, F. Löwl, Weinschenk folgten diesem Gedankengang. Weinschenk hielt die Intrusion für tertiär. Wie beispielsweise F. Becke und F. Löwl (4, 17) sich die Vorstellung vom Wesen dieser Gesteine geschaffen haben, tritt klar aus ihren Arbeiten hervor, bei F. Becke (18) z. B. in einem schematischen Profil durch das Zentralgneisgebiet der Gasteiner Tauern, das er gelegentlich eines einschlägigen Vortrages entworfen hat. Danach wird (analog den Darlegungen F. Löwls z. B. im Granatspitzgebiet und im Venediger) die Ansicht vertreten, daß eindringendes Granitmagma nach Lakkolithenart die Hüllschiefer uhrglasähnlich aufgewölbt habe und Anteile als Lagergänge und Apophysen parallel den Schieferblättern habe eindringen lassen an den jetzigen Orten und Stellen.

Diese Vorstellung, die ebenso einfach wie überzeugend schien, mußte aufgegeben werden, ebenso auch aufgegeben die Vorstellung der dem Zentralgneis anliegenden Paragesteine als unmittelbare Kontaktgesteine, als durch den Verfasser (8) und L. Kober (2) gezeigt worden war, daß die als Zungen in eine lakkolithische Intrusion (in den dem Zentralgneis entsprechenden ehemaligen Granit) zu tauchen scheinenden Schieferpakete im Sonnblickgneis (Kober und der Autor), ferner Woigstenzunge, Glimmerschiefer und Amphibolite der Maresen und ihrer nördlichen Fortsetzung im Tauernkamm (der Verfasser) nicht in dieser Art zu deuten, sondern als eingefaltete Schieferpakete anzusehen seien, als mächtige Falten, zum Teil überschoben, überfahren, also entsprechend der Großfaltung des Zentralgneises selber.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Der Verfasser hat dabei wiederholt schon vor 2 bis 3 Jahrzehnten darauf aufmerksam gemacht und auch bei den Mitarbeitern Zustimmung gefunden, daß sicher in manchen der dem Zentralgneis zunächst gelagerten Paragesteinen des obgenannten Gebietes seinerzeit Kontaktminerale vorhanden gewesen seien (etwa Andalusit, Cordierit usw.), daß sie aber durch die überwältigende Dynamometamorphose getilgt worden sind; auch im weiteren Verlauf der petrographischen Studien der vom Verfasser aufgenommenen Felsarten hat sich dies bis jetzt bestätigt, wiewohl es durchaus möglich ist, daß solche Kontaktminerale da dort noch erhalten oder auch deutbar sein könnten.

4. Besteht Aussicht, daß in den scheinbar fossilleeren Sedimenten geeignete fossile Reste gefunden werden können oder nicht? In dieser Hinsicht hat der Verfasser immer wieder die Ansicht vertreten, daß Fossilien stellenweise und unter günstigen Verhältnissen noch kenntlich sein müßten, einmal, weil von ihm wiederholt solche fragliche Reste, so z. B. aus der Klammkalk-Radstädter Serie, aufgesammelt worden sind, freilich führten sie bei Fachmännern nicht zu einwandfreier Deutung. Der Hauptgrund aber für eine mit Wahrscheinlichkeit noch kenntliche Erhaltung solcher Fossilien wurde vom Verfasser darin gesehen, daß nicht nur manche Erguß- und Tiefengesteine, sondern insbesondere auch Geröll- und Konglomerathorizonte in den obigen Gebieten ihre ursprüngliche Natur mit Sicherheit in vielen Fällen erkennen lassen, trotz weitgehender dynamischer Einwirkungen infolge Deckenschubes, Verfaltung, Verschieferung (manchmal Verwalzung zu einem Vielfachen der Dickendimension) und trotz intensivster Um- und Neukrystallisation der Gesteinskomponenten. Ward ja auch sogar in den schon sehr tief liegenden Decken der Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie des Glockners eingehend nachgewiesen, daß ehemalige porphyrische Ca-Na-Feldspate des Eruptivums im Grünschiefer klar erhalten sind (9).

Die sonst vielfach festgestellte enorme Verschleifung und Verwalzung, die Feldbeobachtungen und Dünnschliffuntersuchungen in den Hüllschiefern des Zentralgneises ergeben haben, zeigt, daß dies unmöglich durch die Beanspruchung der Schiefer in flächiger Ausdehnung durch das Volum einer etwa heranwachsenden Intrusion — wie dies früher gedeutet worden war — erklärt werden könne, siehe hiezu auch (11) (Lakkolithenfrage), ebensowenig, wie ein Intrusionsdruck in einer erstarrenden, also plastischen Masse, in der also in erster Linie hydrostatischer Druck herrschen müßte, eine so ausgedehnte Parallelordnung der Gemengteile (Biotit, Muskovit, Chlorit) in nicht primärer Fluidalstruktur verursachen könnte, wie dies tatsächlich oft vorliegt, wenn abgesehen wird von Gebieten, in denen der Zentralgneis noch durchaus die granitische oder die porphyrartige granitische Struktur aufweist (im Hochalmgneis etc. ebenso wie da dort im

Sonnblickgneis oder auch im Venedigergebiet, z. B. Prager Hütte, Habachkees). Schon in den ersten Aufnahmsjahren ward vom Verfasser darauf hingewiesen, es sei die ausgeprägte Schieferung der Hüllschiefer viel eher so zu deuten, daß die in sich leichter beweglichen, dünnblättrigen, graphitischen Glimmerschiefer und Kalkphyllite, die Serizit-Chloritphyllite, wie Gleitmaterial sich verhalten müßten, so z. B. auch Paragesteine dieser Art zwischen gefalteten Gneismassen oder die leicht beweglichen Hüllschiefer in Summe dem Zentralgneiskörper gegenüber, der sich als viel starrerer Gesteinskomplex, als festerer Riesenkern plastischerem (leichter umkrystallisationsfähigerem und gleitbarerem) Hüllschiefermaterial gegenüber repräsentieren müsse.

Diesen selben Gedanken legten auch nahe die analogen Erscheinungen, die die in den Kalkphylliten, Serizit und Serizitchloritphylliten steckenden Riesenlinsen und harten Kerne von Dolomit (widerstandsfähiger als etwa Kalklinsen ... Umkrystallisationsfähigkeit .. Gleitung), Quarzit oder auch manchem Grünschiefer darbieten; diese Linsen verhalten sich in der Schieferflächenaufprägung ihrer eigenen Oberfläche in die umgebenden Schiefer ganz gleich wie der Zentralgneis gegenüber den Hüllschiefern. Bei derartigen Beanspruchungen liegt es nahe, daß angelegte Falten durch die Bewegungsvorgänge nicht bestandfähig sind und bald aufgespalten werden.

Die vielfachen Parallelerscheinungen in Tektonik und in petrographischen Merkmalen legten den Gedanken nahe, daß die Schieferungsvorgänge in den Gesamtkomplexen von Gneisen und Hüllgesteinen auf gleiche Ursachen und Wirkungen und Folgen zurückzuführen seien: diesen letzteren Gedanken hatte V. Uhlig schon im ersten Aufnahmsjahr Ausdruck gegeben, auch schon bei D. Stur finden sich analoge Ideen.

Im besonderen erweckten manche Gebiete der Schieferhülle bei der Aufnahme in dem Verfasser Vorstellungen und Vergleiche hinsichtlich Parallelisierung mit Quetschzonen in Graniten mit Harnischen, Rutschflächen an Verwerfungen etc., wofür insbesondere allerreichlichst Gelegenheiten bieten die Kalkphyllite (Arler Kalkphyllitzone) und die dunklen (graphitreichen) Glimmerschiefer, die über den dem Zentralgneis benachbarten Glimmerschiefern oder, wenn Marmorbänder darauf folgen, über diesen ziemlich regelmäßig folgen in der Mallnitzer Gegend sowohl wie im Gasteintal, und weiters auch die Kalke und Schiefer der Klammdecken. Solche Gebiete enthalten unendlich viele derartige Flächen (bisweilen schon in einem größeren Gesteinsblock), an denen sich Bewegungen auslösten und abspielten, wobei gleichzeitig Umkrystallisation einsetzte.

Der zureichende Grund für diese überaus auffälligen Erscheinungen mußte aber anderwärts gesucht werden als in einem Intrusionsdruck, er ward gefunden in den geforderten Auswirkungen der Deckentheorie, wobei der Verfasser schon

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

von Anfang an auf Grund der Beobachtungen diesen Schubbewegungen, und zwar unendlich viel Kleinschubbewegungen in sehr vielen Fällen im Gesteinskörper selber, eine bedeutsamere Rolle zuwies als den einfachen Faltungen.

Für diese obigen 4 Punkte und das Angeschlossene sollen nun etwas ausführlichere petrographische Darstellungen der Grünschiefer der Klammkalk-Radstädter Serie des Gastein- und Arltales Anhaltspunkte und Beweise liefern.

Diese Darstellungen ergeben aber auch weiter

5. noch die Erkenntnis, daß, wie ja so mancher krystalliner Schiefer in den erhaltenen Blättern die Geschichte seines Werdeganges lesen läßt, im Prägevorgang der krystallinen Schiefer dieser Gebiete gar nicht selten verschiedene Entwicklungsstufen im Einzelgestein sich finden.

Mitunter können sogar feinste Krystallstrukturdetails aus sehr früher Zeit erhalten geblieben sein, wie z. B. Sanduhr- oder Zonenstruktur bei Diabasaugiten, oder in Apatiten die ursprünglichen feinsten Interpositionen parallel *c* aus dem Eruptivum; es kann erhalten sein die braune bis dunkelgrüne primäre eruptive Hornblende, auch Biotit oder Zirkon. Bei den Ca-Na-Feldspaten dagegen ist zwar die Gitteranordnung oft scheinbar unverändert geblieben, dafür aber die Ca-Komponente regelmäßig ausgelaugt und durch Albitsubstanz ersetzt worden.

Es wurden gerade diese Gesteine herangezogen, weil in verschiedenen Publikationen der vergangenen drei Jahrzehnte auch unrichtige Ansichten über das ehemalige Substrat dieser Grünschiefer ausgesprochen worden sind, trotz der vom Verfasser schon gegebenen Darlegung und den sehr eingehenden Studien von F. Trauth (1) an analogen Gesteinen des benachbarten Gebietes; weiters zeigt das in dem vorläufigen Bericht gegebene Profil, daß, abgesehen vom Zentralgneis und eventuell damit gehenden basischen Orthogesteinen, die Grünschiefer der Bereiche der Klammkalk- und Radstädter Serie noch am deutlichsten — ebenso wie die benachbarten Paragesteine — ursprüngliche Merkmale zeigen können; doch keineswegs immer, auch da können intensivste dynamische und mineralische Veränderungen vor sich gegangen sein. Allgemein höher metamorph erweisen sich die Gesteine der Kalkglimmerschiefer-Grünschiefer-Serie, also weiter südlich, dann der Glimmerschiefer-Marmor-Serie in den beiden Tälern.

Das geologische Auftreten der Grünschiefer ist meist das langer Gesteinszüge; diese Ausgedehntheit ist mitbedingt durch die Auswalzung der ehemaligen Eruptivkörper, gleichgültig, ob es Decken, Intrusivlager oder Gänge gewesen sein mochten; durchgreifende Lagerung wird also nicht mehr deutlich.

Demnach beobachtet man an einzelnen mächtigeren Grünschieferkörpern, daß sie zusammengesetzt sind aus linsigen bis

unregelmäßig geformten länglichen, kantenabgeschrägten Teilpartien, die wieder partiell verlinst sein können; manchmal sind es eben diese Kernanteile solcher linsiger Körper, die ehemalige Strukturen bewahrt haben, was sich mitunter in dunklen Körnern oder Körnelungen in lichterem Gesteinsgewebe kund tut, während die äußeren Partien der Linsen und die dazwischen verflößten Gesteinsmassen höchst dünnschiefrig, manchmal auch intensiv gestreckt sein können und keinerlei Spuren von Palimpsest erkennen lassen.

Es gibt manche Grünschiefervorkommnisse, die fürs bloße Auge ganz dicht erscheinen, andere, die eigenartige, dunkler grüne Flecken oder Schmitzen erkennen lassen, die Anteile ehemaligen Augites; für verwalzte Feldspateinsprenglinge gilt Ähnliches.

Im folgenden soll für die Anordnung der Grünschiefer nicht die Art der tektonischen Prägung oder ein geographisches Prinzip herangezogen werden, sondern es soll versucht werden, als Grundlage der Anordnung die ehemalige Gesteinsstruktur zusammen mit den mutmaßlichen früheren Gemengteilen zu wählen. Hiebei sollen die tektonisch bemerkenswerten Eigentümlichkeiten entsprechend in den Vordergrund gerückt werden.

Die in der Kartenskizze verzeichneten Grünschieferzüge treten keineswegs immer als einheitliche Züge auf, sondern mancher von ihnen ist mit anderen krystallinen Schiefern verflößt, so zwar, daß dann zwei oder mehrere Parallelzüge infolge tektonischer Verfaltung und Durchflößung erscheinen können, oder auch können schon von Anfang her mehrere Gesteinskörper vorliegen. Ein detailliertes Verfolgen dieser Dinge im Terrain erschwert Vegetationsbedeckung und Schutt.

Da mitunter nach dem Gesagten im selben Gesteinskörper sehr verschiedenartige Strukturen und auch heterogener Mineralbestand herrschen können, wird im folgenden die Besprechung der im Dünnschliff vorliegenden Gesteinsproben — außer diesen sind noch zahlreiche andere Grünschieferproben gesammelt worden — nach den früher aufgezählten Gesichtspunkten durchgeführt. Die Mannigfaltigkeit der so studierten Grünschieferdünnschliffe ist so groß, daß kaum eines der Gesteine dem andern gleicht.

Dem geographisch-geologischen Gesichtspunkt soll jedoch gedient sein durch die Übersichtsskizze der seinerzeit durchgeführten Aufnahme, der auch das Profil im seinerzeitigen vorläufigen Bericht entspricht (8). (Siehe hiezu auch L. Kober (2), W. Schmidt (3), F. Trauth (1).)

Vom chemischen Gesichtspunkte aus liegen in den als Grünschiefer kartierten Gesteinen nicht bloß Massengesteine samt Tuffen vor, sondern auch Sedimente mit genug basischem Eruptivmaterial.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In der salfemischen Gesteinsreihe präsentieren sich in ihnen Gesteine, entstammend dioritischen bis gabbroiden Magmen, und zwar ziemlich wechselnder Art. Die den peridotitischen bis pyroxenitischen Magmen entsprechenden Serpentine, z. B. aus der Draugsteingegend, sind hier nicht angeführt.

Die behandelten Gesteine entsprechen der Alkalikalkreihe der Eruptivgesteine, weil kein Ägirin, Ägirinaugit oder eine primäre Alkalihornblende nachweisbar ist, auch nichts auf einen Feldspatvertreter (etwa als Einschluß in primärem Augit usw.) hinweist, denn glaukophanitische Hornblende ist dafür allein nicht maßgebend (14).

Im ersten Teil der folgenden Studie sollen Grünschiefer behandelt werden, die deutliche Palimpseste zeigen (Struktur oder Minerale des ehemaligen Massengesteins) (nicht Tuff) oder doch trotz Walzung und Streckung angedeutet erkennen lassen.

Im zweiten Teil werden angeführt Gesteine tuffiger Natur oder gemischt tuffogener bis sedimentärer Natur, weiters Gesteine, die durch komplizierte tektonische Beanspruchung die ursprüngliche Struktur verloren haben, oder endlich auch geschieferte sekretionäre Massen.

A. Palimpseste vom ehemaligen Massengestein (nicht Tuff oder Sediment) deutlich erhalten.

I. Ehemalige Augite in deutlicher Ophitstruktur erhalten: Ophitdiabasgrünschiefer.

II. Ehemalige Augite in porphyrischer Struktur erhalten: Diabasaugitporphyritgrünschiefer.

III. Ehemalige porphyrische Augite uralitisiert: Diabasuralitporphyritgrünschiefer.

IV. Ehemalige Augite, verwachsen mit ehemaliger brauner Hornblende in porphyrischer Struktur erhalten: Diabasaugithornblendeporphyritgrünschiefer.

V. Nur ehemalige braune Hornblende des Hornblendeporphyrits erhalten, die neugebildete Hornblende ist glaukophanitisch: Hornblendeporphyritgrünschiefer.

VI. Die zahlreichen ehemaligen Einsprenglinge von Ca-Na-Feldspat sind albitisiert, die von Augit sind uralitisiert und chloritisiert: Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer, α) wenig verwalzt, β) stark verwalzt.

VII. Hornblendeserizitgrünschiefer.

B. Ehemalige Struktur des Ursprungsgesteins verwischt; weiters ehemalige Tuffe, auch Tuffite; geschieferte sekretionäre Massen.

VIII. Diabasgrünschiefer mit tektonisch brecciöser Struktur: Brecciöser Diabasgrünschiefer.

IX. Diabastuff als Grünschiefer: Diabastuffgrünschiefer.

X. Grünschiefer, anscheinend sedimentogener-tuffiger Natur: Diabasgrünschiefer (tuffitisch?).

XI. Sekretionen (geschiefert).

A. Palimpseste vom ehemaligen Massengestein (nicht Tuff oder Sediment) deutlich erhalten.

I.

1. Ophitdiabasgrünschiefer.

Gesteine mit primärem Augit, der die ursprüngliche Ophitstruktur in vorzüglicher Ausbildung erkennen läßt, wurden schon im ersten Aufnahmsjahr im Großarltal, in dessen Westhang bei Pointgrim gefunden (6, 7). Diese Grünschiefer zeigen auffallende dunklere Fleckchen, in denen schwarze Körnchen glänzen.

Der Augit ist schwach rötlichbraun, $c\gamma$ bei 38°, auch mehr; $2V$ 48°; $\gamma-\alpha$ 0·030; Achse A schwach dispergiert, $A.B.\varrho > \upsilon$. Die sekundär gebildete blaßgrünliche Hornblende gab $c\gamma$ nahe 11°, $\gamma-\alpha$ 0·026; $2V$ 82° um α.

Die ehemaligen, den Augit durchgreifenden Ca-Na-Feldspatleisten sind ersetzt durch Albit (mit wenigen Prozenten An; immer opt. +), Hornblende, Epidot und Chlorit. Der Epidot des Gesteins ist optisch —, zeigt $2V$ um α 82°, auf 010 αc $1^1/_2$° nach rückwärts. Chlorit, sehr schwach doppelbrechend, hat nahe parallel c. Ilmenit führte zu Leukoxenbildung.

Vorhanden ist noch Apatit; neugebildet ist Serizit. Siehe hiezu Bild 1 und 1′.

II.

2. Diabasaugitporphyritgrünschiefer.

NO vom Bernkogel, der im W von Dorfgastein liegt, treten ziemlich mächtige Grünschiefer auf; auffallend sind jene, die auf Diabasaugitporphyrit zurückgeführt werden können.

In einem solchen Gestein, mäßig schiefrig und gestreckt, hellgrau bis grünlich, mit Einzelanteilchen fast an Talk erinnernd, treten auffallend zahlreiche, dunkle Körner von Augit hervor, die ehemaligen Einsprenglingen (2—3 *mm*, mitunter auch über $^1/_2$ *cm*) entsprechen. Im Mikrosk. sind sie zart bräunlich, innen gern etwas heller und etwas stärker doppelbrechend, weil mehr diopsidisch, außen manchmal deutlicher violett bis purpurgrau (purpurgrau *s—u* der Radde'schen Farbenskala, Dünnschliffdicke 20 μ) (Titanaugit); mitunter zeigt sich auch ein Stich in schwach Graugrün, wie dies öfters in den Augiten, z. B. der Euganeenbasalte und mancher Diabase der Prager Silurmulde vorkommt. Krystallographische Umgrenzung ist stellenweise noch vor-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

handen, ja manchmal ist sogar noch abgesetzte Zonarstruktur merkbar und Sanduhrstruktur unverwischt erhalten. Für $c\gamma$ ergaben 2 Durchschnitte 45°, 46°. A. A (Achse A) $\rho \leqq \upsilon$; A. $B.\rho \geqslant \upsilon - 2\ V = 43°$. Stellenweise, doch selten langten in den einen oder anderen Augit ehemalige Ca-Na-Feldspatleisten (entsprechend Ophitstruktur); diese können einheitlich orientiert sein, sind jedoch albitisiert neben Bildung von etwas Serizit, Chlorit, Epidot; solche Leisten gehen bis $^3/_4$ *mm*, während der Feldspat des Gesteinsgewebes sonst infolge Zertrümmerung selten bis $^1/_4$ *mm* geht. (Siehe hiezu Bild 2.)

Zwischen diesen porphyrischen Augiten des in Linsen und Flatschen zerlegten Gesteins fließt nun in Strähnen und Schwielen das Gesteinsgewebe, jedoch keineswegs immer gleichartig, sondern stellenweise zum großen Teil oder fast ausschließlich bestehend aus Chlorit oder hellem Serizit (meist ehemaligem Feldspat entsprechend) oder aus reichlich Epidot in Körnern und Krystallen, Titanit oder mitunter aus vorwiegend körneligem Albit; besonders oft sind Chlorit und Serizit nebst vereinzelten Hornblendestengeln mit Albitkörnchen durcheinandergeflochten; hiebei sind die aus größeren Plagioklasen (die wohl die Rolle von ehemaligen Einsprenglingen hatten) hervorgegangenen, zum allergrößten Teil infolge weitgehender Zertrümmerung neukrystallisierten, gern parallel der Schieferung etwas verlängerten Körnchen fast Albit: $\perp \alpha$ 15°, 15°, 14°; fast $\perp \gamma$ 20°; opt. +.

Daraus ergibt sich, daß im Gegensatz zum Augit der Ca-Na-Feldspat viel leichter Umsetzungen erfährt, indem Si zugeführt, Ca, wohl auch K weggeführt wird analog manchen Umwandlungsprozessen in Graniten des Erzgebirges und Kaiserwaldes bei Zinnsteinvorkommnissen (10). Mitunter führt die Feldspatumwandlung allerdings auch zur Bildung reichlichen Serizits, schwammartig oder in Schüppchen mit 001 parallel der Sch.-E. (Schieferungsebene) (letzteres nicht in den geschützten Plagioklasen im Augit), ferner zu häufigem Epidot, der in bis $^1/_{10}$ *mm* langen Kryställchen erscheint, opt. —, 2 V aber nicht weit von 90°, etwas zonar struiert, im Kern Fe-reicher, z. B. $\perp \beta$ im Kern gelbgrün oder orange 2. Ordnung, in der Hülle bis zum Rotgelb 1. Ordnung sinkend, dabei $1^1/_2$° Auslöschung zu c im Kern im einen Sinn, im Rand 1° im entgegengesetzten Sinne.

Die Prüfung der talkähnlichen Anteile des Gesteins mit Kobaltsolution ergab unschwer Schmelzbarkeit und Blaufärbung, also Muskovit.

Primärer Magnetit und Ilmenit sind verschwunden, statt des letzteren erscheint weithin ziehend und verquetscht Leukoxen als stark doppelbrechende, trübe, rötliche Masse vom Aussehen des Titanits, welche randlich bei Zertragung und Verflößung meist übergeht zu gut idiomorphen Titanitkryställchen; hiebei wie auch im Augit sind Apatitnädelchen erhalten.

Ganz vereinzelt trifft man (bis $^1/_4$ *mm*) xenomorphe Biotitblättchen; diese sind primär, grün, mit kleinem 2 *V*, sofern sie in geschützter Lage noch mit Augit verwachsen sind; sind sie von den Bewegungen im Gestein erfaßt worden, so sind sie chloritisiert. Die Erhaltung des Biotits in diesem Bereich des Gebirges ist bemerkenswert.

Hornblende, recht spärlich, schießt gern in Parallelorientierung am Augit an, gelegentlich in bis $^1/_4$ *mm* dicken, wenn auch nicht einheitlichen, feinstengligen Büscheln, so auch in Zerreißungsklüften des Augits zusammen mit sehr viel reichlicherem Chlorit; anderorts treten da auch Titanitkörnchen auf. Die Hornblende ist fast farblos, nur $\perp c$ merkbar pleochroitisch; $c\gamma$ 16° Chlorit, zart grünlich, sehr schwach doppelbrechend, γ manchmal auch α parallel *c*, ist gern mit 001 der Sch.-E. parallel gelegt. Siehe hiezu Bild 2 und 2′

Die Chloritbildung im Augit stellt ein späteres Stadium in der Gesteinsentwicklung dar als die Bildung der Hornblende darin, ähnlich verhält es sich mit dem feinstschuppigen Serizit im Gestein; mancher ist erst spät zur Bildung gelangt, bereits außerhalb der tektonischen Wirkungen.

Man kann so im selben Dünnschliff drei sowohl zeitlich getrennte wie auch sonst recht verschiedenartige Entwicklungszustände des Gesteins wahrnehmen.

3. Diabasaugitporphyritgrünschiefer.

Am Weg von Großarl zum Arl-Thörl trifft man nahe Pointgrim sehr wechselvolle Grünschiefer an; jene mit gut erhaltenen Augiten bilden gern massigere Anteile in dem zerflößten Gesteinskomplex. Eine solche mittelkörnige Gesteinspartie ist flasrig und wenig geschiefert, graugrün mit dunklen Körnern.

Außer Augit ist hier oft auch Plagioklas als ehemaliger Einsprengling gut kennbar; dieser ist albitisiert: $\perp \alpha$ in mehreren Schnitten 16°; $\perp \gamma$ 18° Manche kleine Einsprenglinge sind einheitlich orientiert bei geringer Verbiegung, auch in manchen größeren (bis $^1/_2$ *cm*) Einsprenglingen ist die Gitterorientierung auf 1—2 *mm* einheitlich, meist aber sind die Einsprenglinge hypoparallel auslöschend, vergleichbar manchem undulösen Quarz, oder sie sind in mehrere Stücke zerrissen, die voneinander beträchtlich entfernt sein können und die selber wieder bisweilen in ein hypoparallel orientiertes Mosaik zerlegt sind, wobei mitunter die eine oder andere Ab-Zwillingslamelle verbogen auf mehrere *mm* zu verfolgen ist; siehe hiezu Bild 3 und 3′; ein andermal sind die Einsprenglinge zu dünnen Streifen zerquetscht. In den Rissen und zwischen den Teilstückchen dieser Einsprenglinge ist gelegentlich Chlorit angesiedelt; Epidotkörnchen entstehen ebenfalls gerne bei dieser Feldspatumbildung. Hiebei ist für die Einsprenglingsnatur des einen oder andern dieser Feld-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

spate sehr bemerkenswert, daß er eine einschlußreiche Randzone besessen haben muß, wie dies so oft bei den Plagioklaseinsprenglingen von Effusivgesteinen im Mikrosk. wahrgenommen wird (die Randschale unmittelbar nach dem Erguß gebildet, innen glas- und mikrolithenreich, ganz außen infolge ruhigeren Endwachstums klar und einschlußarm); im vorliegenden Fall sieht man im Mikrosk. in kleinem Abstand vom Außenrand solcher Einsprenglinge eine Epidotkörnchenschnur ziehen, die diesen Einschlüssen entstammt. Die analoge Bildung, schon makroskopisch in auffallender Deutlichkeit entwickelt, wurde für die zentimetergroßen Feldspatpseudomorphosen aus den Grünschiefern des Großglockner, auch in anderen Grünschiefern der Kalkglimmerschieferserie in der dortigen Gegend nachgewiesen.

Ähnlich, doch weniger nachgiebig als der Feldspat verhält sich auch hier der Augit des Gesteins, er ward zertrümmert, die Einzelstücke ebenso auseinandergetragen, dabei verlinst, wobei neugebildete, zart grün getonte Faserhornblende Brücken bildet. Auch hier ist der Augit zart pupurgrau; wird er aufgeschlissen, so entstehen mitunter auch Hohlräume, in denen sich Kalzit (Zwillingslamellen oft nach $-^1/_2 R$, gern verbogen) nebst Epidot eingenistet hat ($2\ V$ bei Hornblende 73°).

Ilmeniteinsprenglinge (ein solcher ist durch $1^1/_2\ cm$ weit verquetscht) sind gleichfalls grob zerlegt und aufgeschlissen; das Fe-Ti-Erz ist hier in größerer Menge in Kernpartien erhalten, zum Teil ist es wie bei Bernkogel zu bräunlichen dichten Leukoxen geworden (mit hoher Licht- und Doppelbrechung), der randlich da dort wie perlig besetzt ist von klaren, meist sehr winzigen Titanitkörnchen oder allmählich sich zu solchen auflöst. Derartige Titanitkörnchen sitzen gelegentlich auch direkt an Ilmenitresten. In den aufgeschlissenen Ilmeniträumen ist sonst manchmal nur Epidot anzutreffen oder nur Chlorit, meist aber beides vereint, gelegentlich auch Albit, mitunter auch nicht wenig Kalzit, so daß aus allem, wie auch aus den Beobachtungen an den Augiteinsprenglingen hervorgeht, daß vielfach bei diesen Zerreißungen offene Hohlräume entstanden, die wieder ausgeheilt sind. Ganz vereinzelt kommt es auch vor, daß die Erzumwandlung nicht oder nur spärlich zu Leukoxen geführt hat, sondern zu einem Zerfall in allerwinzigste opake, vielleicht auch bräunlich durchscheinende Flitterchen und Körnchen. All die erwähnten Erzumwandlungen samt ihrer Titanitbildung (auch Schwärme von Titanit) sind oft eingebettet in Epidotkrystallen, so daß die Frühzeitigkeit des Beginnes der Ilmenitumwandlung ersichtlich wird. Solche Umwandlungsbilder sieht man aber gelegentlich auch eingeschlossen in Chlorit und Kalzit. Allerwinzigste opake bis tiefbraune Erzflitterchen trifft man für sich sonst öfters in Epidot, in Chlorit, Hornblende, Augit und Albit.

Zwischen den behandelten ehemaligen Einsprenglingen zieht und fließt nun ein Grundgewebe, etwas wechselnd auf-

gebaut, einmal fast nur aus kleinstkörneligem Epidot bestehend mit nur wenig Albit, Chlorit, Hornblende, so daß wohl, da Magnetit fehlt, an die ehemalige Diabasgrundmasse von Augit, Magnetit, Ca-Na-Feldspat zu denken ist, die zum allergrößten Teil in Epidot umstehen mußte.

Muskovitscheibchen (bis etwa $^1/_8$ *mm*) erscheinen in diesem Gestein (im Gegensatz zum vorbesprochenen) nur ganz vereinzelt, auch etwas Biotit scheint dagewesen zu sein, ist aber chloritisiert; endlich trifft man Apatitnädelchen und -säulchen.

Bemerkenswert sind im Gestein einige Chloritnester, unregelmäßig gestaltet, meist parallel der Schieferungsebene verlängert, gelegentlich bis $^1/_2$ *cm* weit, die im Verhältnis zu den meist viel kleineren, weniger gut individualisierten, gern etwas trüben Epidoten des Gesteinsgrundgewebes bis $^1/_2$ *mm* große, oft isolierte, krystallographisch schön entwickelte Epidotindividuen führen, die gern zonar sind. Solche Epidotkryställchen zeigen (bei Weiß-Gelblichweiß im höchsten Falle bei Albit) im Kern nahe $\perp \beta$ blau 2. Ordnung, allmählich zum Rand übergehend in Zitronengelb 1. Ordnung, eines blaugrün 2. Ordnung, außen orange 1. Ordnung, entsprechend 0·025—0·028 bei Epidot im Kern, um 0·014 im Rand, so daß also der Fe_2O_3-Gehalt in der Mitte läge gegenüber Epidot von der Knappenwand und Zillertal im Kern, in der Hülle gleich dem vom Zillertal (Rosenbusch, Physiographie). Der Epidot hat großes 2 *V* (81° in einem Falle), ist aber fast durchaus noch —.

Während in den Zerreißungsräumen des Feldpats Chlorit und Albit vorwaltet, in denen des Ilmenits Epidot, Chlorit nebst Kalzit, überwiegt in jenen des Augits Hornblende neben Chlorit und Epidot, ferner viel Kalzit, Beweise für sekretionäre Beziehungen auf engen Räumen.

4. Diabasaugitporphyritgrünschiefer.

Nahe und in der Zimmerebenwand (Lambach, Großarltal), die auch Erwähnung verdient wegen ihrer verwalzten Konglomeratschiefer und Chloritoidschiefer, treten mehrfach Grünschiefer von verschiedenem Aussehen auf.

Eine vorliegende Gesteinsprobe ist wenig geschiefert, körnelig, hellgrau bis graugrün und deutlich hell gesprenkelt; die primäre Diabasstruktur ist nicht allzu viel zerstört.

Die zahlreichen Augite sind als ehemalige Einsprenglinge gut kenntlich (bis etwa $2^1/_2$ *mm*), wenig zertragen (bis auf 2 *mm* mitunter unverändert) und krystallographisch (auch terminal) gut begrenzt (wenig länger als breit). Augitdurchschnitte, fast farblos mit einem Stich ins Rötliche, zeigen mit der sekundären, nur zart pleochroitischen Hornblende nahe $\perp \beta$ 40°...15°, 39°. .16°, 41° ..16°; Augit: A. *B* schwach $\rho > \upsilon$; 2 *V* 56°. Steht *c* des Augits senkrecht oder steil zur Schieferung, so ist

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

wenig Hornblende entwickelt, steht *c* nahe parallel der Schieferungsebene, so ist sie reichlich und verleiht schilfig dem Gestein deutlichere Schiefertextur. Fast allgemein ist, abgesehen von der Außenumgrenzung des Augits, von Sprüngen desselben die Hornblendebildung erfolgt, nur selten erscheint hiebei Chlorit, so daß in diesem Gestein die reichliche Hornblendebildung aus dem noch in Menge vorhandenen Augit als ausgeprägtes Entwicklungsstadium dieses krystallinen Schiefers hervortritt. Siehe hiezu Bild 4_2 und 4_3, 4_4, 4_7, 4_8.

Die zahlreichen ehemaligen Feldspateinsprenglinge (bis 2 *mm* etwa) sind ebenfalls gut als solche kenntlich, manchmal nur wenig verbogen, mitunter aber auch wie in 3 zerstückt unter Chloritbildung; auch sie sind albitisiert: $\perp a$ 17°, 16°, 16°; opt. +, bei gelegentlicher Epidot-, Chlorit- und Hornblendeneubildung (gern aus ehemaligen Einschlüssen). Ganz selten sieht man auch den einen oder anderen Augit ophitisch mit Feldspatleisten durchsetzt.

Die zahlreichen ehemaligen Ilmenite, zu Leukoxen geworden, sind ebenfalls wenig zerflößt.

Zwischen diesen ehemaligen Einsprenglingskomponenten war gemäß Intersertalstruktur wenig Grundmasse; sie ist jetzt am ausgiebigsten umgewandelt, und zwar zu einem großen Teil in Epidot, ferner in Chlorit, Albit und Serizitschüppchen, spärlich Titanit.

In eigenartiger Weise tritt hier vielfach der Epidot auf, indem bis etwa $^1/_2$ *mm* große Gruppen erscheinen, innen mikrokrystallin bis fast dicht (aggregatpolarisierend), dabei trüb, dennoch auch da fast durchwegs aus Epidot bestehend; nach außen löst sich das Ganze — etwas analog dem Leukoxen vom Bernkogel — in daraus hervorstrebende klarere, krystallographisch deutlich begrenzte Kryställchen auf. Die Ursache der Trübung liegt auch mit in reichlichen, winzigsten Einschlüssen (manchmal etwas Titanitstaub). Siehe hiezu Bild 4_5, 4_6. Die analoge Erscheinung, doch in etwas anderer Form bieten dar eine Anzahl bis $^1/_4$ *mm* großer, vollkommen entwickelter Epidotkryställchen, die sonst klar, innen aber einen ähnlich trüben Kern haben, trotz gleichmäßig hin erfolgender Auslöschung durch den ganzen Krystall. Siehe hiezu Bild 4_1. Die letztere Erscheinung erinnert äußerlich an manche Leukoxenbildung um Ilmenit, doch liegt die Ursache doch wohl etwas anders, wahrscheinlich darin, daß durch eine Zeit hindurch das Epidotwachstum schneller vor sich ging als später, wie eine solche interrupte Bildung in krystallinen Schiefern auch in manchen Epidoten anderer Gesteine des Gebietes durch scharfe Zonenstruktur sich markiert; ob im vorliegenden Falle Magnetit als Ansatzmaterial diente, ist nicht unwahrscheinlich, denn dieser war wohl sicher vorhanden, auch in den Intersertalräumen, wo besonders gern trübe Epidote siedeln. Die vorher besprochenen trüben, aggregatpolarisierenden

Gruppenepidote würden mit Magnetit als Ausgangsmaterial direkt der Leukoxenbildung aus Ilmenit entsprechen; diese Deutung wird bestärkt durch analoge Erscheinungen in manchen krystallinen Schiefern des Böhmerwaldes (12).

Sonst finden sich in den Intersertalräumen selten Kalzitflitter, öfters jedoch parallel der Schieferungsebene, und zwar sehr gleichmäßig ineinander aggregiert Chlorit- und Muskovitschüppchen, so bisweilen den Gedanken erweckend, ob sie nicht pseudomorph nach Biotit oder einer anderen ehemaligen Komponente seien. Chlorit mit $v > \rho$ bei kleinem $2V$, opt. $+$, $\gamma // c$, hat sehr schwache Doppelbrechung, bei γ farblos, α schwach grünlich.

III.

5. Diabasuralitporphyritgrünschiefer.

Nordöstlich Dorfgastein oberhalb Grub treten Grünschiefer verschiedenen Aussehens ziemlich mächtig auf, darunter sind Typen, die schiefrig, mittelflasrig, graugrün, schwach seidenglänzend, oft knotig durch Uralite die ehemalige augitporphyrische Struktur sehr deutlich zeigen. Auch im Dünnschliff ist Augit nicht mehr zu finden, wohl aber sind zahlreiche bis 3 *mm* große Uralitpseudomorphosen da. In zweien von ihnen eingewachsen finden sich noch primäre Hornblendepartikeln (nur $^1/_6$ *mm*), kräftig braun pleochroitisch. Die Uralite sind derb stenglig hypoparallel struiert, dabei in einem weiteren (späteren) Entwicklungsstadium wie im vorigen Gestein, sie zeigen maschig in Nestern wie in Sprüngen als durch längere Zeit hindurch dauernd die Umwandlung des von der Uralitisierung übrig gebliebenen Augits zu Chlorit. Manche solche Uralitpseudomorphose, mehr zerrissen, zerrüttet und verquetscht, hat neben Chlorit noch wenig Epidot und Titanit. Dies späte Stadium der Augitumbildung zu Chlorit tritt auch bei andern Grünschiefern des Gebietes auf, es entspricht Bildung unter verringerter Gesteinsbelastung.

Sonst tritt die schwach pleochroitische Hornblende im Gestein infolge beträchtlicher Verflößung und Verschleifung als Geflecht, akanthusartig krautig oder verzweigt strähnig auf, Serizit beteiligt sich hiebei; Albit in Körnern und Epidot (einschlußreich), Apatit in kurzen Säulchen (bis $^1/_5$ *mm* dick) oder in Körnern ist eingestreut.

Ehemalige Ilmeniteinsprenglinge (bis 1 *mm*), eckig und zackig, sind stellenweise gut angedeutet; sie sind zu Leukoxen umgewandelt, innen manchmal braun, außen trübweiß: feinkörneliger Titanit. Einzelne, weitaus vorwiegend als Albitmosaik zusammengesetzte, bis 1 und mehrere Millimeter haltende Anteile des Gesteins haben gern Apatit, ferner wenig Serizitschüppchen, Chlorit und Epidot und entsprechen ehemaligen, jetzt zertrümmerten Ca-Na-Feldspaten: in den selten verzwillingten Körnern (manche bis $^1/_4$ *mm*) wurde mehrmals $\perp \alpha$ 16—18° festgestellt.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Epidot, gelegentlich in deutlichen Kryställchen (bis $^1/_4$ *mm*), ist opt. —, $2V$ 84°, oft zonar, innen Fe-reich. Chlorit ist auch hier schwach doppelbrechend und pleochroitisch; γ nahe *c*.

6. Diabasuralitporphyritgrünschiefer.

In geologisch ähnlicher Situation wie bei Grub (5) finden sich unter den Grünschiefern bei Pointgrim im Großarltal Typen von Uralitporphyr. Ein vorliegendes solches Gestein ist deutlich schiefrig und gestreckt, graugrün, etwas seidenglänzend, gekörnt durch die dunkleren Uralite.

Auf ehemalige Komponenten deuten als gut porphyrisch die uralitisierten Augite (bis zu $^1/_2$ *cm*), in einem Dünnschliff normaler Größe etwa 15—20 Individuen, denen spurenhaft primäre braune Hornblendepartikelchen eingewachsen sind. Diese Einsprenglinge sind zwar oft zerrüttet und verquetscht, erscheinen aber dennoch wie harte Körner im Gestein, um welche die übrige Gesteinsmasse deutlich schiefrig in Strähnen und Flatschen fließt; so wie bei 5 sind die Einsprenglinge nicht kompakt vom Uralit eingenommen, sondern in Maschen als meist wesentlich später gebildet auch von körnigblättrigem Chlorit, der wenig Tendenz zeigt, in bestimmter Orientierung zum Raumgitter des ehemaligen Augits zu wachsen. Da Lichtbrechung und Farbe von Hornblende und Chlorit nicht sehr verschieden sind, erkennt man nicht immer sofort, wieviel jedem in diesen Pseudomorphosen zukommt; es läßt sich dies meist leicht hier durch das Gipsblättchen ermitteln: α nahe parallel den Spaltrissen bei Chlorit, bei Hornblende jedoch γ. γ—α des Chlorits, meist niedrig, kann fast gleich Albit werden, γ fast farblos, α noch merkbar zartgrün, meist fast einachsig +. Die Chloritschüppchen sind gerne etwas verdrückt und löschen undulös aus.

Die Uralitpseudomorphosen sind oft locker gebaut, dabei sind die Hornblendeeinzelstengel (mit 110 und zurücktretenden 010) hypoparallel gestellt, in der *c*-Richtung spießig und besenförmig fortgewachsen. Auch hier erkennt man in der einen oder andern Uralitpseudomorphose ehemalige Ca-Na-Feldspatleistchen ($^1/_2$ *mm*) in ophitischer Einwachsung, dabei gelegentlich jetzt noch einheitliche Zwillinge bildend, jedoch zu Albit umgewandelt: nahe $\perp a$ 16°, $\perp \alpha$ 16°. Sonst sind im Gestein die ehemaligen Feldspate kaum mehr kenntlich und zu einem maschigen, zierlichen Gemörtel geworden, durchzogen von Chlorit und Epidot; dem Albitgrund sind auch Titanitkryställchen und Apatit eingewachsen, letzterer ist auch gelegentlich noch mit Fe-Erz vereint, das aber jetzt Hämatit ist. Dies feldspatige Chloritmaschengewebe versteht man ohne weiteres bei der Fortgestaltung der im Gestein 3 abgebildeten und beschriebenen Feldspatumarbeitung.

Ehemaliger Ilmenit ist verquetscht, außen in meist sehr winzige Titanitkryställchen aufgelöst, innen zu bräunlichen

dichtem Leukoxen geworden, der bei schwacher Vergrößerung schwarz erscheint.

Auch das Gesteinsgrundgewebe ist oft überaus zierlich im Dünnschliff gestaltet durch akanthusartig verzweigte Hornblendestengel und -strähne, $c\gamma\,17°$, die netzig verwoben sind mit Chlorit und (opt.—) Epidot (etwa $^1/_{10}\,mm$), nebst Titanit mit Albit (Körnchen meist weit unter $^1/_5\,mm$) grundiert. Serizit tritt hier ganz zurück. Das eine oder andere Kalzitkorn, darin vereinzelte Epidote und Titanitkörnchen schwimmen, ist wohl sekretionär.

7. Diabasuralitporphyritgrünschiefer.

Mächtige und ziemlich wechselvolle Grünschieferlagen stehen an bei Sparchen, unweit Schied, Großarltal.

Eine Gesteinsprobe, flasrig, hellgrau-grünlichgrau, dunkler gekörnt und gestriemt, bietet einmal die verschiedenen Entwicklungsstadien der hiesigen Grünschiefer dar, anderseits ist sie lehrreich für die Wachstumsvorgänge und -richtungen der neugebildeten Hornblende. Auf solch eigenartige, etwas analoge Zustände wurde mehrfach bei krystallinen Schiefern des Böhmerwaldes in einschlägigen (12, 13) Arbeiten Bezug genommen, so z. B. auf Ersatz von Augit, doch auch von tiefgrüner bis brauner Hornblende durch schwach grüne bis farblose Faserhornblende in Kataamphiboliten bei später einsetzenden Quetschzonen in der Epizone, ferner auf scharf abgesetztes zonares Wachstum von Ab-reichem Feldspat um Kerne oder Trümmer von basischem, dem ursprünglichen Kataamphibolit entsprechendem Plagioklas, ein andermal wieder auf Zoisitbildung aus solch basischem Plagioklas, dann auf Feldspaturalitisierung, auf Kelyphitbildung, weiter auf späte Chloritisierung von Biotit hiebei, Sagenitbildung und ähnliches, alles Anzeichen des Anstrebens von Mineralen, die oberen Rindenbereichen angeglichen sind, wozu auch noch zu rechnen ist der Zerfall von ursprünglich gabbroidem Augit in Diopsid mit eingeschalteter, feinst lamellierter grüner Hornblende im Amphibolit [Diopsid ist im behandelten Gebietsanteil der Hohen Tauern noch nicht bestand(bildungs)fähig], während in anderen Fällen gezeigt werden konnte, daß krystalline Schieferprozesse sichtbar werden, die für ein Wandern aus mittleren Zonen in die Katazone sprechen, resp. in höhere Temperaturbereiche, wie dies die Umwandlung von Disthen (in vielen Granuliten) zu Sillimanit nebst Spinell beweist oder welcher Beobachtung auch parallel verläuft die sehr kräftige inverse Zonarstruktur der Plagioklase mancher Amphibolite von Krummau (12).

Von Umwandlungsvorgängen dieser zweiten Art ist im behandelten Gebietsbereich kaum etwas zu vermerken, abgesehen von abgesetzter, rückläufiger Zonarstruktur bei Epidot.

So sind denn auch hier im Dünnschliff verschiedene Stadien im Werdegang eines krystallinen Schiefers festgehalten, einmal

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

als Palimpsest die Struktur des primären basischen Eruptivgesteins, dem ganzen Aussehen nach eines Diabasporphyrs, in dem jetzt noch die ehemaligen Augite (jetzt uralitisiert und chloritisiert), siehe hiezu Bild 7_1, unverkennbar als bis 2 *mm* große oder noch weiterhin zerwalzte frühere Einsprenglinge hervortreten (Relikte von Augit sind nicht mehr vorhanden, jedoch noch kleine Restchen der primär randlich gebildeten braunen Hornblende), weiters bietet noch Palimpseste dar das ehemalige Titaneisen (jetzt zum allergrößten Teil in Leukoxen, randlich klaren Titanit umgewandelt), weniger merkbar endlich Albitmosaiklinsen.

Bei der Umbildung zum krystallinen Schiefer wurde das Gestein gestreckt und gewalzt, wodurch, abgesehen von kataklastischen Phänomenen, stellenweise auch Zerrklüfte und kleine Hohlräume entstanden; die Augite wurden ganz speziell in dieser Zeit zum Teil uralitisiert, die Hornblende setzte epigonenhaft gern am Rande der Augite, doch nicht überall ein, besonders gern aber an den Zerreißungsflächen des Augits. Hiebei entspann sich nun für die Hornblende die interessante Frage, ob sie hinsichtlich bevorzugten Wachstums die allgemeine Schieferungsrichtung im Gestein einschlagen solle, oder ob sie anderer Direktive folgen solle. Hinsichtlich der letzteren ist zu sagen, daß solche gegeben waren in den molekularen richtenden Kraftlinien des Gitterbaues von Augit gegenüber Hornblende. Nun ist durch die Diabaspalimpsestlage der fast isometrischen Augite für diese jede beliebige Orientierung im krystallinen Schiefer gegeben, was auch im Dünnschliff durchaus bestätigt ist. Es treten also hier der Tendenz der schilfigen Hornblende — wie dies schon seit mehr als $1^1/_2$ Jahrhunderte gut bekannt ist — vorzugsweise mit *c* // der Schieferung oder Streckung zu wachsen, kontrastierend entgegen die Gitterkraftlinien der Augite: es liegt nahe, diese beiderlei etwas verschiedenartigen Wirkungen zueinander in Vergleich zu setzen. Als Resultat kann gesagt werden, daß die Gitterkraftlinien die stärkeren sind, daß sie aber nur im engsten Bereiche des zur Umwandlung gelangenden Augits zur Geltung kommen, daher trifft man hier die feinststenglig-faserige uralitische Hornblende mit *c* bald senkrecht, bald schräg oder auch parallel der Hauptschieferungsfläche gestellt. Dabei pflegt, wenn *c* des Augits steil zur Schieferungsebene gestellt war, das Wachstum an Hornblende in den Dickenrichtungen (nach der Schieferungsebene) sehr gering zu sein (Streckungshöfe auch frei oder sehr arm an Hornblende), sehr auffallend aber ist dabei das Weiterwachsen der Zweighornblende in Fasern oder Pinseln quer (regelwidrig) zur Schieferung. Siehe hiezu Bild 7_2, 7_3. Dieses Wachsen der Zweighornblende läßt nun klar erkennen, daß es während der tektonischen Bewegungsvorgänge erfolgt ist, weil solche Fasern von der ursprünglichen Richtung abgebogen werden, oft auch in geknickter Art. Es erhellt so sehr klar die vom Autor wiederholt

vertretene Ansicht, daß beim Heranwachsen blättriger, stengliger Minerale während der krystallinen Schieferbildung zur Zeit der tektonischen Bewegungs(Decken)vorgänge in allererster Linie mechanische Momente für die Einstellung und das bevorzugte Wachstum maßgebend sein müssen, nicht so sehr das Rieke'sche Prinzip. Lagen die Augite mit *c* nahe parallel der Schieferung und Streckung, so ist Hornblendebildung reichlich auch in den Streckungshöfen.

Ziemlich gleichzeitig mit dem Wachstum der Hornblende ging jenes von Epidot einher, doch dauerte letzteres länger durch, ebenso gilt Analoges für Albit, zwar auch für Chlorit, jedoch währte das Chloritwachstum noch viel länger, es überdauerte in eigener, oft und deutlich nachweisbarer Wachstumsperiode die früher genannten Komponenten.

Man kann dies daraus erweisen, daß die Reststücke der Augite in Chlorit umgewandelt sind, siehe hiezu Bild 7_1, ebenso, daß in tektonischen Poren die Schlußfüllung Chlorit ist. Diesem analog verhielt sich mitunter Serizit.

Oberflächenverwitterung entsprechen Kaolin, erdige bis gelige Produkte.

Das Gesagte bestätigt auch für viele Tauerngesteine, daß die von B. Sander herausgearbeitete unterschiedliche Zustandskrystallisation, ob prä-, para-, posttektonisch, die in zahlreichen Tauerngesteinen gut festlegbar ist, keineswegs allgemein gültig ist, sondern daß diese Krystallisationen durch weitere Zeiträume, als durch die tektonische Phase bestimmt, reichen, wie dies ganz besonders für die krystallinen Schiefer des Böhmerwaldes in oft recht komplizierter Art zutrifft.

Was die Struktur des in Rede stehenden Gesteins im allgemeinen betrifft, so ist es deutlich schiefrig, in einzelnen Anteilen des Dünnschliffes dünnschiefrig, und zwar durch kurze Lagen bis Linsen von Albitmosaik, auch mit Epidot. Die Linsen sind oft wieder in kürzeren Bereichen schräg durchschnitten und überschoben oder zu Falten angelegt, aber bald zerrissen und ausgequetscht. Die Einzelalbitkörnchen sind meist unter $^1/_{10}$ *mm*; $\perp \alpha$ 17°—19°; sie sind selten auf weiterhin angenähert parallel orientiert (hypoparallel bis 1 *mm*) und fast frei von anderem Material, dann einem ehemaligen einheitlichen Individuum entsprechend, besonders so, wenn unmittelbar einer Uralitpseudomorphose anliegend (im Schutze also).

An Menge zwar zurücktretend, jedoch analog in Korngröße und in ähnlicher Art wie Albit oft streifig gehäuft, ist Epidot (2 *V* 68° innen, außen größer, doch noch deutlich —), mitunter erscheint er auch in Gruppen oder ähnlich angereiht wie in Poren, im letzteren Fall ragt er gut krystallographisch begrenzt in den zentralliegenden Chlorit. In Gruppen und Nestern zeigt er sich gern in druckgeminderten Räumen, einmal in den Streckungshöfen an den ehemaligen Augiteinsprenglingen, und zwar besonders gern da, wo diese mit *c* senkrecht oder schräg zur Schieferungsebene

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

stehen, mit Vorliebe an den Spitzen der Höfe, während in dem der Uralitpseudomorphose anliegenden inneren Hofteil vornehmlich Chlorit mit (sehr zurücktretend) Hornblendefasern obwaltet, dann auch sonst bei latenter oder direkter Hohlraumbildung. Im letzteren Fall gilt für die Füllung analog außen Epidot, innen Chlorit, was auch ganz dem zeitlich sukzessiven Bildungsvorgang und den Verhältnissen der erwähnten Streckungshöfe entspricht.

Analoge Verhältnisse in Hohlräumen finden sich oft im Zentralgneis für Albit und Chlorit, ausgezeichnet so am Venediger, z. B. zwischen alter und neuer Prager Hütte: schöne albitreiche Plagioklaskrystalle ragen in den ehemaligen Hohlraum, der ausgefüllt erscheint mit Chlorit; ganz gleiche Verhältnisse kann man auch für Adular im Gneis unter dem Habachgletscher sehen.

Die Epidote im vorliegenden Gestein haben oft einen (im Dünnschliff) rötlich bis bräunlichen (durch Einschlüsse bedingt) Kern und eine klarere Randzone, ohne dabei einen Unterschied im optischen Verhalten erkennen zu lassen; das Kernwachstum erfolgte offenkundig auch hier rascher. Der Epidot hat sichtlich einen großen Teil des Fe_2O_3 vom ehemaligen Magnetit entnommen.

Die im Gestein nicht selten angetroffenen (bisweilen bis 1 *mm*) kompakten oder ganz aufgelockerten Ilmenitleukoxenpseudomorphosen haben gelegentlich noch Ophitstruktur angedeutet (der eingewachsene Feldspat ist aber zu Albitmosaik geworden); außen pflegt deutliche Titanitkryställchenbildung zu sein, innen liegt dichter, jedoch aggregat-polarisierender, bei schwacher Vergrößerung fast schwarzer, bei Aufhellung und starker Vergrößerung stark licht- und doppelbrechender bräunlicher Leukoxen vor (viel stärker licht- und doppelbrechend als Epidot). Sonst beteiligt sich an der Gesteinszusammensetzung manchmal mehr, dann wieder zurücktretend Chlorit (+ bei mäßigem $2V$) und stenglige Hornblende ($c\gamma$ 18° nahe $\perp \beta$), viel seltener auch feinste Muskovitschüppchen.

Die primäre braune Hornblende ist höchst spärlich erhalten in bis $^1/_8$ *mm* großen Partikeln, gelegentlich sitzt spurenhaft daran kräftiger grüne Hornblende, der dunkler grünen Hornblende Bernkogel, G. 9, entsprechend. Die Abgrenzung der braunen Hornblende in den zartgrünen Uralitpseudomorphosen verläuft schräg zu *c*, also parallel ehemaligen Wachstumsflächen wie bei Bernkogel; Wachstumsflächen (Augit entsprechend) sind auch durch feinste Titanitzüge angedeutet (entsprechend wohl Ilmeniteinschlüssen), die jedoch auch an den Zerreißungsflächen (quer zu *c* z. B.) des ehemaligen Augits auftreten.

8. Diabasuralitporphyritgrünschiefer.

Im Kamm nördlich vom Arl-Thörl steht ein schmaler Zug von grünlich-grauem, etwas seidenglänzendem Grünschiefer an.

Das Gestein, mit linsigen, dunkler grünen Fleckchen und Schmitzen, herrührend von verquetschten Augiteinsprenglingen, ist noch mehr tektonisch gewalzt als das vorangegangene Gestein, im übrigen aber ähnlich, da auch hier die ehemaligen Einsprenglinge von Augit ganz verschiedene Lagen mit *c* im Gestein innegehabt hatten und dies auch für die epigonenhaft gebildete Hornblende gilt, doch sind zum Unterschied vom vorangegangenen Gestein dieser aus einem Augitindividuum hervorgegangenen Hornblendestengel weniger, die einzelnen Stengel sind auch zueinander ausgiebiger verdreht infolge der weitergehenden Bewegungen im Gestein, dafür ist reichlicher Chlorit entwickelt (Hornblende $c\gamma$ 17°, 16°; $\perp \beta \ldots \alpha$ fast farblos, γ zartgrün, $\perp c$ kaum ein Farbenunterschied merkbar). (Chlorit schwach pleochroitisch, α zartgrün, fast farblos; γ nahe *c*; +, sehr schwach doppelbrechend.)

Das Gestein läßt im Grundgewebe (abgesehen also von den ehemaligen Augiteinsprenglingspartien) abwechselnd Lagen (oft linsig und nicht lange anhaltend) von reichlicherem Albit ($\perp a$ 16°) erkennen, der netzförmig von Chlorit (xenoblastisch) durchzogen ist. Die Albitkörnchen (mosaikartig) sind gewöhnlich unter $^1/_{10}$ *mm*, selten bis etwa $^1/_4$ *mm*, mitunter lassen sie auf etwa $^1/_2$ *mm* Zusammengehörigkeit (mit dem Gipsblättchen) erkennen und entsprechen also dann einem Mosaik, hypoparallel nach einem ehemals einheitlichen Feldspat. Anteilweise nimmt wieder Epidot zu, gelegentlich auch hier in Nesterchen oder Gruppen. In den grünen Fleckchen ist die Epidotbildung sichtlich spärlicher als in der ehemaligen Grundmasse; in den Streckungshöfen sieht man gelegentlich wenigstens angedeutet intensivere Epidotbildung. Epidot ist gern mit *b* in der Schieferungs- und Streckungsrichtung verlängert, noch vielmals mehr die Hornblende nach *c*. Epidot ist oft reich an Einschlüssen, daher zellig-schwammartig, opt. noch —.

Auch die recht dünn gewalzten und zertragenen ehemaligen Ilmenite (bis zu 1 *mm* lange Linsen, Schmitzen oder flache eckige bis zackige Aggregate) machen die Schieferung deutlich, sie sind sonst ähnlich wie im früheren Gestein, doch zeigen sie in den Innenanteilen mitunter dunkle Erzpartikeln.

Vereinzelt sind weiter noch gern parallel der Schieferungsebene eingelagert rot durchscheinende Hämatitblättchen (bis $^1/_2$ *mm*); diese werden durch noch spätere Umwandlung braun (Fe-Hydroxyd).

Manchmal sieht man in engen Linienzügen Einzelkryställchen von Titanit angeordnet, Bewegungsflächen im Gestein folgend.

Bemerkenswert ist, daß — analog dem beim vorhergehenden Gestein Gesagten — oftmals Hornblendenadeln umwachsen sind von schwammigem Epidot (dieser bis etwa $^1/_3$ *mm*), so daß ersichtlich wird, daß die Hauptphase seiner Entwicklung etwas später anzusetzen ist als die der Hornblende; eigenartig ist auch hier,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

daß manche Titanitschwärme (aus Ilmenit) in die Epidote gelagert sind, daß also Verwalzung des Ilmenits, resp. Titanitbildung schon sehr früh eingeleitet war; auch in mancher Hornblende sieht man dies.

Am auffälligsten wohl ist in diesem wie im vorbesprochenen Gestein die schieferungsregelwidrige Lage der aus vielen Uralitpseudomorphosen epigonenhaft gewachsenen, dabei gebogenen Hornblendeeffloreszenzen, weniger deutlich kommt dies Herrschen vorhandener Gitterstruktur beim nach dem ehemaligen Gitter des Labradors epigonenhaft gebildeten Albitmosaik zur Geltung, anderwärts gilt Gleiches für den aus Biotit und dessen Gitter folgenden epigonenhaft hervorgegangenen Chlorit oder Muskovit.

IV.

9. Diabasaugithornblendeporphyritgrünschiefer.

Vom Bernkogel, nordöstlich, stammt eine durch frischen Diabasaugit und primäre braune Hornblende sehr eigenartige graugrüne, seidenglänzende Gesteinsprobe, die tektonisch mäßig zerschiefert und verflößt ist, weswegen die ursprünglich augithornblendeporphyritische Struktur durch deutlich dunkle Körnung klar offenkundig wird. An den bis 3 *mm* großen, zahlreichen Titanaugitkrystalloiden, die jenen von Gestein 2 (Bernkogel) ähneln, nimmt man die ursprüngliche Zwillingsbildung nach 100 wahr, die deutliche Sanduhrstruktur, wobei $c\gamma$ mehrere Grade verschieden sein kann in den Anwachspyramiden, siehe hiezu Bild 9_2, verschieden auch γ—α und die Farbe; in den Außenpartien sind die Augite verwachsen und durchwachsen mit brauner Hornblende, beiden Mineralen sind untergeordnet eingewachsen kleine Blättchen von ursprünglich braunem, jetzt meist grünem bis grünbraunem Biotit. Die Hornblende ist scharf, oft geradlinig, so besonders in der Terminale abgesetzt und zeigt so das ehemals immerhin ziemlich scharfe Einsetzen der Hornblendebildung an. Mitunter sieht man aber auch, daß Augit zusammen mit ihr noch eine Zeitlang fortgewachsen ist, daß also dann Durchwachsung aller drei Minerale (Augit, Hornblende, Biotit) vorliegt, siehe hiezu Bild 9_1, 9_2, so wie dies in manchem Essexit im böhmischen Mittelgebirge oder Theralith im Duppauer Gebirge vorkommt, wie dies aber auch in manch typischem Alkalikalkgestein zu sehen ist.

Die genannten Minerale sind mitunter diabasophitähnlich von dünnen Leisten und Täfelchen ehemaligen (offenbar basischen) Plagioklases durchwachsen, der aber ersetzt ist durch Albitkörnchen und Glimmerschüppchen, oft auch völlig verdrängt durch an primärem Amphibol und Augit parallel weitergewachsene, im Dünnschliff fast farblose Hornblende. Im ganzen erweckt jedoch Augit zusammen mit der braunen Hornblende durchaus den Eindruck porphyrischer Entwicklung. Auch primärer Apatit

in bis $^1/_{12}$ *mm* dicken Säulchen ist den drei Mineralen öfters eingewachsen. Die braune Hornblende hat, wenn auch nur selten, kurze Ansätze von kräftig grüner bis graugrüner Hornblende, daran schießt an (sekundär) die fast farblose Hornblende in kräftigen Stengeln. Bei brauner Hornblende $c\gamma$ etwa 14°, bei fast farbloser 16°; diese ist etwas stärker doppelbrechend. Bei farbloser wie bei brauner Hornblende $2V$ 75°. Auch gab die Untersuchung von Schnitten mit heller und brauner Hornblende nahe einer Achse keinen Unterschied oder nur etwa $1^1/_2$° Verschiebung (hiebei Änderung $c\gamma$!!).

In brauner und farbloser Hornblende, auch im Augit trifft man nicht selten kleinste Titanitkörnchen neugebildet, außerdem Leukoxen in der unveränderten Ilmenitform.

Infolge relativ geringer tektonischer Beanspruchung ist sonst der Ilmenit wenig verzogen, außen zu bräunlichen Leukoxen geworden, während in den Kernpartien noch dunkles Erz sichtbar wird, zum Teil auch limonitisiert.

Chlorit ist nur sehr mäßig entwickelt, hat meist $\gamma // c$ und sehr schwache Doppelbrechung, gelegentlich ist er auch aus Biotit hervorgegangen; ebenso ist nur wenig Epidot da (noch merkbar — bei großem $2V$). Quarz erscheint in vereinzelten Körnern.

Daß auch Feldspateinsprenglinge vorhanden waren, dafür sprechen einzelne Feldchen im Dünnschliff, die entweder vornehmlich aus Albitkörnchen neben annähernd parallel geordneten Muskovitschüppchen bestehen oder aus parallel gelagerten Muskovitschüppchen vorwiegend, oder entsprechen einem förmlichen Glimmerschwamm, siehe hiezu Bild 9_1, eingefügt darin Albitkörnchen. (Daß Glimmer vorliegt, wurde durch Schmelzbarkeit und Blaufärbung an den talkähnlichen Anteilen mit Co-Solution nachgewiesen; auch die Flammenfärbung spricht für Muskovit.) Albit ist wenig verzwillingt und hat $\perp \alpha$ 16°, $\perp \gamma$ 20°.

Aus der Tatsache, daß hier viel mehr Glimmerschüppchen neugebildet sind als in Gestein 2 Bernkogel, daß Epidot auffallend zurücktritt, auch etwas Quarz da ist, ist anzunehmen, daß ehedem ziemlich viel Or-Substanz vorhanden war und daß das Gestein SiO_2-reicher war als die im Vorausgegangenen beschriebenen Grünschiefersubstrate.

V.

10. Hornblendeporphyritgrünschiefer.

Ein von den bisher besprochenen Grünschiefern wesentlich verschiedenes Gestein liegt aus den Grünschiefern nahe dem Ahnstein (nordwestlich von Großarl) vor, die dort in beschränkter Mächtigkeit auftreten.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Bemerkenswert ist außer dem Gehalt von glaukophanitischer Hornblende darin der offenbar dem Sal der salfemischen Gesteinsreihe nähere Charakter.

Das Gestein, graugrün, stenglig mit dunklen Punkten und Striemen, zeigt ganz allgemein, daß die mechanische Aufarbeitung viel weiter gegangen ist als etwa bei den beschriebenen Proben vom Bernkogel, von Pointgrim, so daß von primärer Struktur kaum Deutliches erhalten ist. Im dünnschiefrigen Gestein findet sich reichlich grüne Hornblende in Nadeln und Büscheln, welche öfters ausstrahlen von gedrungenen (etwa $^1/_2$ *mm*) Individuen; ganz außen kann die Hornblende fast farblos sein. Jedoch restiert als Palimpsest braune Hornblende (krystallographisch nicht begrenzt) (bis etwa $^1/_2$ *mm*, meist viel kleiner) im Kern einer Anzahl von Hornblendeschnitten. Die an ihr und daraus gebildete grüne bis blaugrüne Hornblende wird bis 1 *mm*, einzelne dünne Stengel über 2 *mm* lang. Die neugebildete grüne Hornblende, wenig einheitlich, nähert sich anteilweise in den optischen Eigenschaften manchen glaukophanitischen Hornblenden des Riesengebirges, denn es wird $c\gamma$ kleiner, $2V$ kleiner, in einzelnen Partikeln sehr klein; parallel damit gehen die Farbtöne von blaßgraugrün zu bläulichgrün oder blaugrün oder zu blau-violett. Solche Hornblendepartikel in sehr engen Streifen oder winzigen Fleckchen gleichen der von Glasendorf aus dem Riesengebirge beschriebenen blauen Hornblende (siehe hiezu M. Stark, Zur Verbreitung glaukophanitischer Hornblende in Böhmen und deren Bedeutung für die Gauverwandtschaft. Věstník král. české společn. nauk. Třida, II. Roč., 1936. Daselbst Literatur). Solche Hornblende ist offenkundig recht Fe-reich. Das fleckweise und partikelhafte Auftreten der blauen Anteile in den vorliegenden blaugrünen Hornblenden deutet vielleicht darauf hin, daß ganz engst lokal für solche blaue Anteile eine Fe-Erzkomponente (etwa Magnetit) mitaufgearbeitet worden ist. In schwach brauner Hornblende $2V$ 68°; in Schnitten (nur nahe $\perp \beta$) $c\gamma$ 17—19°, außen etwa 13—14°, also bei bläulicher Hornblende fast 4—6° kleinere Auslöschung als in brauner, auch grüner Hornblende; in einem anderen Durchschnitt bläulicher Hornblende nahe $\perp \beta$ ist $c\gamma$ 14°. In glaukophanitischer Hornblende $2V$ 52°, 52°, 57°, 60°, in heller Hornblende ist $2V$ größer. Die braune Hornblende zeigt ihre primäre Natur auch dadurch, daß darin noch Fe-Erzkryställchen, wie sie so oft in den vulkanischen Hornblenden sich finden, bewahrt sind; diese treten in den grünen und blaugrünen Hornblenden meist ganz zurück; doch ist zu bemerken, daß in den Kryställchen überhaupt meist bereits Hämatit vorliegt. In Übereinstimmung mit dem Auftreten der blauen Fe-reichen Hornblende ist auch der Epidot im Gestein auffallend Fe-reich, was sich schon durch die deutlich gelbe Färbung (Dünnschliffdicke: Albit grauweiß I. Ordnung) desselben äußert, $2V$ 71°. (Ganz so verhalten sich auch die Epidote in den glaukophanitische

Hornblende führenden Gesteinen des Riesengebirges.) Von den Epidotkryställchen (bis $^1/_3$ *mm*) sind nur die kleineren krystallographisch gut begrenzt, die größeren sind gern etwas zerzackt, manchmal wie tortiert, die Zacken weisen in die Streckungsrichtung (Anzeichen fürs Wachstum während der tektonischen Bewegungen). Statt des ehemaligen Ilmenits erscheint Titanit in winzigen Körnchen zu meist langgestreckten und parallel der Schieferung geordneten Schwärmen, manchmal locker, ein andermal enger zusammengezogen, geschart; auch hier ist die Umarbeitung weiter gegangen als etwa in den 2 Bernkogelgesteinen und nur höchst selten sieht man im Zentrum des einen oder andern Titanitschwarms ein wenig von dem bräunlichen Leukoxengekörnle. In dem einen oder andern Titanithäufchen stecken (rotbraun) Hämatitflitter, die als sekundär hervorgegangen anzusehen sind, so also wie wohl auch die Hämatiteinschlüsse in der braunen Hornblende; auch in manchen Epidoten finden sich Hämatitflitter. Endlich sieht man recht oft im Gestein rotbraune durchscheinende Schüppchen (bis $^1/_3$ *mm*) von Hämatit, so daß ersichtlich die aus dem Magma früher im Magnetit ausgeschiedene Fe_2O_3-Substanz im Hämatit, resp. Epidot, auch Amphibol umgearbeitet worden ist.

Als Analogon hiezu sei bemerkt, daß Hämatit als Kluftbildung in den Tauerngesteinen erscheint, z. B. in großen Krystallen bei Mallnitz, in den Venedigergesteinen usw.

Hervorzuheben ist, daß im vorliegenden Gestein Muskovit ziemlich viel da ist, besonders anteilweise (gern in zerhackten bis schwammigen Schüppchen parallel der Schieferungsebene vornehmlich) (2 *V* wechselnd, oft sehr klein), Albit aber nur spärlich, dann gern in kleinen körneligen Nestern, noch seltener und auch in ähnlicher Weise wie Albit tritt etwas Quarz auf.

Chloritblättchen (opt. +, γ nahe *c*, gut merkbar pleochroitisch grün-gelb) sind hie und da. Da die Blätterminerale und die Hornblendestengel zum allergrößten Teil normmäßig parallel der Schieferung gestellt sind, erscheint bei dem starken Zurücktreten des Albits und Chlorits bei Prüfung mit dem Gipsblättchen weitaus der allergrößte Teil des Dünnschliffes mit γ parallel der Schieferung orientiert. Das Gestein, das sonst durch die Verwalzung etwas an jenes nördlich vom Arl-Thörl erinnert, unterscheidet sich dadurch leicht, weil jenes infolge reichlichen Gehaltes nicht einorientierten Albits dies Bild nicht geben kann.

Im ganzen ist die Krystallisation der reichlichen stengligen grünen, blaugrünen und farblosen Hornblende im Gestein nebst Muskovit und Chlorit para-, vornehmlich aber posttektonisch erfolgt, gemäß der meist scharf geradlinigen Entwicklung der Nadeln.

11. Glaukophanitischer Grünschiefer.

Bei dieser Gelegenheit mag auf intensiv gefältelten Grünschiefer vom Grießkareck (Kleinarltal) (von F. Trauth (1)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

besprochen) hingewiesen werden, der fast massig aussehend, mäßig geschiefert, dunkelgraugrün, Epidotkryställchen in Hohlräumen zeigt. Die Hornblendestengeln sind hier grün bis blau-grün, doch ist $2V$ groß, opt. —. Ilmenit ist auch da zu Leukoxen geworden, der Epidot (auch der kluftausfüllende) ist gelb, deutlich opt. —, also Fe-reich, Albitmosaik findet sich in Linsen. Da die von Epidot erfüllten Klüftchen die älteren Fältchen des Gesteins durchschneiden, aber selber auch noch gefältelt sind, kommt die frühere Hauptphase der Hornblendeentwicklung gegen die später herrschende Hauptphase der Epidotentwicklung besonders klar zum Vorschein.

Es sei auch hier bemerkt der Parallelismus der Epidotentwicklung im Gestein und in Klüftchen als Beweis oft enger Beziehungen durch wäßrige Lösungen.

VI.

12. Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer.

Am östlichen Talgehänge des Großarltales bei Au treten Grünschiefer in ziemlicher Mächtigkeit auf. Eine der vorliegenden Proben zeigt ziemlich gleichmäßig dichtes, gelegentlich auch dunkel gestriemtes oder geschmitztes graugrünes bis gelbgrünes Gestein, mäßig geschiefert, das noch deutlich porphyrische Struktur aufweist: es enthielt viele Augite (3—5 *mm*), aber auch zahlreiche Plagioklase (bis 1 *mm*) als Einsprenglinge.

Die Augite sind zum allergrößten Teil in Chlorit umgewandelt, darin sind meist nur wenige bis $^1/_8$ *mm* dicke Hornblendestengel sichtbar, dann gern parallel orientiert, entsprechend epigonenhaftem Wachstum (oft daher widersinnig mit c zur Schieferung gestellt).

Die Hornblende ist ähnlich Ahnstein ungleichmäßig grün pleochroitisch, mitunter blaugrün, in Schmitzchen auch mit violettem Ton, $2V$ 67°. (Ein Durchschnitt $\perp \beta$ mit $c\gamma$ 18° zeigt α farblos bis zart gelblich, γ grün bis blau- oder grau-grün; einer nahe $\perp \alpha$ γ violettgrau, β bläulich; einer $\perp c$ hat β graugrün, α' gelblich; auch die gewöhnliche grüne Hornblende hat hier $c\gamma$ nahe 18°.) Man sieht oft 100, 110 bei zurücktretendem 010, manchmal auch 110, 010 im Gleichgewicht bei zurücktretendem 100. In den Augitpseudomorphosen wie in Feldspateinsprenglingen zeigen sich analog ihren gelegentlichen Knickungen auch die Hornblendestengel im Laufe ihres Wachstums mitgeknickt. Den Fe-reichen Hornblenden ganz entsprechend ist auch Epidot deutlich gelb, offenkundig sehr Fe-reich, $2V$ 64°.

Die sehr klar als ehemalige Einsprenglinge und nicht als Porphyroblasten auftretenden Feldspate (meist etwas gedehnt parallel der Schieferungsebene) sind zu Albit geworden und sind nicht zu selten nach 010 verzwillingt. So wie der im Gestein sehr reichlich entwickelte Epidot die Innenbereiche der Uralitchlorit-

pseudomorphosen meidet, am Rande aber sofort sich reichlich einstellt, gilt dies auch für die Feldspatindividuen, die hier nicht so, wie z. B. nördlich Arl-Thörl, zu hypoparallelem Mosaik geworden sind, sondern die jetzigen Feldspatindividuen, bzw. auch Zwillinge und Zwillingsstöcke deuten die ehemaligen räumlichen Bereiche der einzelnen ursprünglichen Feldspateinsprenglinge näherungsweise an; deren Ca ist ausgelöst und hat im benachbarten Epidot, der Hornblende und im Titanit Unterkunft gefunden. In den Feldspateinsprenglingen finden sich sehr wenig Hornblendestengel, die dann zart und kurz sind und nur selten langt in einen Einsprengling die eine oder andere kräftige Nadel hinein und durch; auch winzige Muskovitschüppchen beobachtet man so. Da beide Minerale in beliebigen Richtungen und nicht die Schieferungsebene bevorzugend in den Einsprenglingen liegen, so folgt daraus, daß die Gitterlinien der Feldspateinsprenglinge bei der Albitisierung erhalten geblieben sind; gelegentlich unruhige Auslöschung in den Einsprenglingen deutet wohl an, daß die Albitisierung noch nicht absolut beendet ist: meist $\perp a$ 16°; $\perp a$ $16^1/_2$°. Karlsbader Zwillinge dürften nicht vorhanden sein; in einem Fall, wo in einem scheinbaren 4-Lamellensystemzwillingsstock sich ergab 16, 11 9, 4, dürften zwei Albitzwillinge zufällig mit 010 sich berühren; auch scheinen sie durch einen zarten Saum getrennt.

Wenn die Albitstöcke mit ihrem 010 schräg oder senkrecht zur Schieferungsebene stehen, so sind sie voluminöser in der Richtung der *b*-Achse; an den beiden Enden der Lamellen pflegt sich dann gern ein Albitgemörtel zu entwickeln; zumeist sind die Albite aber tafelig nach 010 und liegen parallel der Schieferungsebene; es liegt da wohl schon antezedente Fluidalstruktur vor und die Albite verstärken bei der Schieferbildung ihr Wachstum parallel der Schieferungsebene. Titanit in Schmitzen und Gruppen, die hier kleiner und spärlicher sind als in den früher besprochenen Gesteinen, ist meist gut individualisiert, mitunter sind seine Körnchen aber auch äußerst winzig. Diese aus Ilmenit hervorgegangenen Titanitschmitzchen werden auch hier oft von Epidot umhüllt, ebenso auch Hornblende, entsprechend dessen relativ späteren stärksten Wachstumseinsatz. Sonst sind Titanitkryställchen vereinzelt öfters im Grundgewebe zu sehen und auch — wie gelegentlich Epidot — ganz spärlich in den Uralitchloritpseudomorphosen und den Feldspateinsprenglingen.

Das zwischen den Einsprenglingen gelegene Grundgewebe besteht aus überwiegend Epidot (Körnchen und Kryställchen bis $^1/_5$ *mm*) und Albitgekörnle (Körnchen meist unter $^1/_{10}$ *mm*, auch in Streckungshöfen); ferner aus ziemlich viel Hornblendestengeln, wenig Serizit und Chlorit (alle 3 in gewöhnlicher Lage zur Schieferungsebene) und wenig Apatit.

Während alle genannten Gemengteile auch den Feldspaten des Grundgewebes eingewachsen sein können, zeigen Epidot,

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

gelegentlich auch Hornblende rote Flitterchen und Stäubchen (wohl Hämatit), die herrühren von dem hier sonst für Epidot, Hornblende, Chlorit völlig aufgearbeiteten Magnetit.

13. Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer.

Ebenfalls nahe Au wurde Grünschiefer aufgesammelt, dicht, dünnschiefrig und kräftig gestreckt, flasrig, graugrün, fein hell gepunktet; dessen Ursprungsgestein entspricht ganz dem vorher besprochenen.

Der Dünnschliff ist quer zur Streckung angefertigt und liefert ein instruktives Bild. Auch hier erscheinen zahlreiche (selten über $^1/_2$ *mm*) Feldspataugen, die fast einheitlich sein können (Zwillingslamellen vornehmlich nach Ab-Gesetz, selten nach Pe-Gesetz) und als porphyrische Palimpseste bei Verlust der An-Komponente zu deuten sind; sie enthalten vereinzelte Serizit- und Chloritschüppchen. Mitunter merkt man sehr deutlich die Zerstückung des ursprünglichen Einsprenglings oder völlige Mosaikbildung. Ziemlich regelmäßig sind in der Schieferungsebene links und rechts der Streckungslinie Streckungshöfe; darin ist ebenso wie in den Zerreißungsräumen Albitmosaik, mit Vorliebe Epidot (bis $^1/_8$ *mm*) (siehe hiezu das bei Gestein 7 Gesagte), Chlorit, wenig Serizit und Hornblende nebst Titanit.

Nahe $\perp \alpha$ 1 17°, 1′ . 16°; 1 . 18°, 1′ . 16°; 17°; 18°. Manchmal ist außen der Winkel der Auslöschung eine Spur kleiner.

Leukoxenhäufchen ($^1/_{10}$ *mm*), spärlich, deuten ebenfalls auf Palimpsest; Apatitsäulchen haben noch die ursprünglich im Eruptivum $// c$ eingelagerten Stäbchen. Ebenso deuten allem Anschein nach ziemlich viele, doch nicht scharf umgrenzte, bis $^1/_2$ *mm* große Pseudomorphosen auf Einsprenglinge, wohl von Augit. Es erscheinen darin (quer getroffen) massenhaft dünne, selbständige Hornblendestengel (meist 10—20, selten bis 50 μ dick), mäßig grün pleochroitisch, gelegentlich mit blaugrünem Ton, dazwischen Chlorit, ferner wenig Albit und Titanitkörnchen, manchmal feinste Serizitschüppchen. Epidot fehlt darin oder zeigt sich erst am Rande, seltener findet er sich auch zentral. Gelegentlich herrscht fast ausschließlich Chlorit. Die Hornblendestengelchen sind der Mehrzahl nach hypoparallel orientiert (leicht mit Gipsblättchen nachweisbar), und zwar mit b gern parallel der Schieferungsebene. Chlorit, sehr schwach doppelbrechend, anomal bräunlichgrau, γ nahe c, ist gut merkbar pleochroitisch.

Solche Gebilde, wie im Vorangegangenen beschrieben, finden sich mehr weniger deutlich klein auch im Grundgewebe. Dieses ist feinkörnig bis schuppig, mit mittlerer bis starker Vergrößerung auflösbar und besteht zu etwa $^2/_3$ aus Albit, ferner aus Chlorit (wobei dieser wie ein netzartiges Gewebe erscheint), Epidot

(Kryställchen oder oblonge Körnchen bis $^1/_8$ *mm*, gelblich, deutlich —, ohne sonderliche Zonarstruktur, öfters verzwillingt) mit untergeordnetem Titanit und Serizit.

14. Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer.

Aus dem Gasteinertal, südwestlich Schuhflicker, steht wenig mächtiger Grünschiefer an, graugrün mit dünnen, dunkleren chloritischen Striemen. Das Gestein ist sehr dicht infolge sehr weitgehender Verwalzung und Zerflößung, so daß ehemalige Einsprenglinge von Augit ganz dünnlinsig (bisweilen 2—3 *mm* verfolgbar) und außerdem zerrissen erscheinen.

Ähnliches gilt für Feldspat. Das Gestein entspricht vielleicht gar nicht ehemaligem kompaktem Massengestein; möglicherweise nähert es sich den später (19) beschriebenen Gesteinen.

Man begegnet Schmitzen und Linsen fast nur aus körnigem bis schuppigem Chlorit bestehend, oder aus Chlorit und Hornblende oder mit vorwiegend Hornblende; weiter helle Linsen und Schmitzen mit überwiegend Quarz, untergeordnet Albit mit verschiedenmengig Chlorit, Hornblende, Epidot.

Auffallend sind durchs ganze Gestein eingestreut zentrische Gebilde, siehe hiezu Bild 14, gern kugelig oder elipsoidisch, oft $^1/_5$ *mm* groß, bisweilen auch 2—3mal so groß und dann mehrfach zusammengesetzt erscheinend, entfernt etwas an fossile Reste erinnernd. Die Gebilde haben außen einen Kranz von Epidotmikrolithen, innen sind sie ganz oder teilweise trübe, bestehen aus einem oder auch mehreren Körnern; im letzteren Fall sind sie da, wo sie aneinandergrenzen, gern heller. Lichtbrechung ist nahe dem Kanadabalsam. Die Trübung ist bedingt durch feinst punktförmige Epidotbildung. Das Innere der Gebilde hatte vorerst den Eindruck einer eigenen Komponente erweckt mit schwacher Doppelbrechung und meist opt. + Reaktion im konvergenten Licht; doch konnte festgestellt werden, daß öfters Schnitte senkrecht einer optischen Achse, + (Albit) vorliegen und daß es sich doch um gleiche Komponenten wie im Grundgewebe handle, und zwar mitunter so, daß der trübe Anteil gleich orientiert ist mit klaren Anteilen (siehe hiezu die Abbildung), die ins sonstige Grundgewebe reichen. Schwierigkeit der optischen Bestimmung bereitet die geringe Korngröße und die oft starke Trübung, welche schließlich bei manchen dieser Gebilde zu den balligen Epidotformen des Gesteins 19 führt.

Das Grundgewebe, in dem Hornblendestengel und körnig schuppiger Chlorit vornehmlich nach der Schieferungsebene geordnet sind, doch auch schräg dazu infolge Kleinfältelung besteht etwa zur Hälfte aus Quarz nebst zurücktretendem Albit ($\perp a$ 18°; 17°), sonst der Hauptsache nach aus Epidotkryställchen und Körnern, Titanitkörnchen, wobei die Größe der Einzelelemente meist weit unter $^1/_{20}$ *mm* liegt. Selten erreichen Horn-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

blenden in Schmitzen $^1/_2$—1 *mm*, infolge Verwalzung nur kurz anhaltend und hypoparallel; analog $^1/_{10}$ *mm* Chlorit oder manch vereinzeltes Quarz- und Epidotkorn.

15. Diabasuralit(hornblende)plagioklasporphyritgrünschiefer.

Aus den Grünschiefern vom Ahnstein liegt ein sehr dichtes, graugrünes bis gelblichgrünes Gestein vor, das dunklere dünne Striemen zeigt.

Das sehr vollkommen und dünnschiefrige Gestein mag schon von allem Anfang recht dicht gewesen sein; weniger wahrscheinlich ist, daß es Tuff gewesen sei.

Auf ursprüngliche Komponenten deutet das Folgende. Hornblende erscheint in nur wenigen (bis $^1/_2$ *mm*) länglich gerundeten Individuen, pleochroitisch farblos bis schwach grünlich, eines im Kern schwach bräunlich, so die primäre Natur andeutend und die Beziehung zum früher vom Ahnstein beschriebenen Gestein herstellend; manches Individuum ist wie zerschlissen und enthält Epidot und Titanit. Eine Anzahl von Apatitkörnern erreicht $^1/_5$ *mm*. Durchs Gestein sind verstreut (bis $^1/_3$ *mm*) dichte Leukoxene (gelegentlich darin noch ein Apatitkorn, doch nicht mehr Fe-Erz), die meist kompakt, stark licht- und doppelbrechend sind, im auffallenden Licht grauweiß bis bräunlich, im durchfallenden Licht grau, selten bräunlich, und die nur selten in isolierte Titanitkörnchen zerlöst wurden. Bis $^1/_3$ *mm* große Nester von Albit, Quarz oder auch mit kleinen Schüppchen von Chlorit und Muskovit, Körnchen von Epidot deuten auf ehemaligen Feldspat hin. Auch Nester von Quarz gibt es.

Das Grundgewebe ist erst bei mittlerer bis starker Vergrößerung in seine Komponenten auflösbar; es besteht vornehmlich aus Albit, Quarz, Epidot in Körnchen, aus wenig Hornblende; auch Muskovit, Chlorit, Titanit beteiligt sich. Die Epidotkörnchen sind selten bis $^1/_5$ *mm*, meist viel kleiner, gelb, Fe-reich, deutlich —.

VII.

16. Hornblendeserizitgrünschiefer.

Durch den Gipfel des Hahseck, den westlichen Trabanten der Höllwand in dem Klammkalkgebiet, in welcher letzteren ebenfalls verschiedenartige Schiefer (auf der Westseite gut aufgeschlossen) eingefaltet sind, zieht ein scharf eingefaltetes Grünschieferband (nebst Serizitschiefern, Phylliten), an verschiedenen Stellen different im Aussehen, in der ausgewählten Probe schiefrig flasrig mit Serizithäuten, hellgrau bis grünlich, mit zahlreichen dunklen Hornblendekörnern, durch die die ursprüngliche Massengesteinsstruktur samt den Mineralen als Palimpsest offenkundig wird. Das Gestein unterscheidet sich strukturell,

mineralogisch, sicher auch chemisch von den bis jetzt besprochenen Grünschiefern, es entspricht dioritischem Magma.

Etwa ein Drittel des Gesteins wird von — im Dünnschliff — zartgrüner Hornblende gebildet, α hell, γ schwach grünlich, die gedrungen (bis 4 *mm*) erscheint, etwa bis 4mal so lang als breit. $c\gamma$ nahe 16°; 17°. Der Farbton der Hornblende mochte früher tiefer gewesen sein.

Zwillingsbildung nach 100 sieht man mitunter. Die Einzelindividuen sind gern zerrissen, in mehrere Stücke zerlegt, gebogen und geborsten, manchmal vom Aussehen kataklastischen Quarzes; an den Zerreißungsflächen und in Streckungsklüften bildet sich gern Chlorit, manchmal auch Serizit, beide gern parallel der Schieferungsebene gestellt. An dieser Hornblende ist gern ein wenig kurzschopfartige Hornblende sekundär parallel *c* weitergewachsen (doch nicht immer) mit ähnlichen optischen Eigenschaften.

Es war auch nicht wenig Biotit vorhanden, der unter Bildung winziger Titanit- und Epidotkörner zu zerknitterten Paketen von abwechselnd Chlorit ($\gamma \parallel c$, kräftig grün bis farblos pleochroitisch) und Muskovit geworden ist. Zeigt die Hornblende nahe $\perp \beta$ bis blau II. Ordnung, so zeigt solcher Muskovit bis grüngelb II. Ordnung, also ganz entsprechend Hornblende — Muskovit sonst. $^1/_2$—$^2/_3$ des Gesteins dürfte Feldspat ausgemacht haben; da nur sehr wenig Epidot vorhanden ist, $CaCO_3$ fehlt, ebenso auch Quarz, dürfte es saurer Feldspat gewesen sein. An Stelle dieses Gemengteils erscheint wie ein Schwamm weithin parallel orientiert, 001 gern parallel der Schieferungsebene, aber mitunter auch quer ansetzend Serizit, und zwar so, daß manchmal zahlreiche, parallel gestellte Schüppchen senkrecht auf die Blattflächen größerer Glimmerblätter fortgewachsen sind. Die Serizitbildung verläuft ähnlich wie in den Gesteinen Bernkogel. Prüfung vor dem Lötrohr ergab: nicht schwer schmelzbar, Blaufärbung mit Co-Solution. 2 *V* klein, opt. —, α und $\gamma >$ Cdb.

Nur wenige, winzige (bis $^1/_2$ *mm*) Albitaggregate (die Körnchen meist unter $^1/_{10}$ *mm*) treten am Rande ehemaliger Feldspate gegen Hornblende und in Rissen auf: Albit nach + Char. und nahe $\perp \alpha$.

Apatit trifft man öfters an in gerundeten Körnern ($^1/_5$ *mm* und mehr); darinnen sind wie sonst oft in Eruptivgesteinen feinste Stäbchen parallel *c* sichtbar.

Weiters finden sich im Schliff zwei Körner (unter $^1/_5$ *mm*) von Zirkon, der Hornblende wie sonst in Massengesteinen eingewachsen; pleochroitische Hofbildung ist nicht sichtbar, entsprechend der tektonischen Bearbeitung und Ausbleichung im Tertiär. [Siehe hiezu (15).]

Das Gestein ist von zahlreichen Zerreißungsflächen und Fältchenzügen durchsetzt, in denen (auch mikroskopisch winzig) gern Epidot, Titanit, Serizit, Chlorit erscheint.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Ganz vereinzelt und sehr spärlich tritt Epidot im Gestein auch sonst gelegentlich auf, dann größer (bis $^1/_{10}$ *mm*), zonar.

Die Art des Auftretens der Hornblende, darin der Zirkon, weiters das Auftreten des Biotits und Apatits, des reichlichen sekundären Muscovits, der jedenfalls seinerzeit nur geringe Gehalt von Erz rechtfertigen den Gedanken, daß das Gestein dioritischem Magma entspricht.

B. Ehemalige Struktur der Ursprungsgesteine tektonisch verwischt; ferner ehemalige Tuffe, Tuffite; sekretionäre Bildungen.

VIII.

17. Brecciöser Diabasgrünschiefer.

Einen sehr eigenartigen Eindruck im Dünnschliff erweckt ein Grünschiefer von der Zimmerebenwand, der bei sorgfältigem Studium ehemalige Diabaspalimpseste (jetzt verquetscht) erkennen läßt, im wesentlichen aber (bei schwacher Vergrößerung) seltsame Mineralgruppierungen (öfters zentrisch) aufweist, die nach eingehendem Studium als Poren und unregelmäßige Hohlräume gedeutet wurden, die mit Mineralsubstanz erfüllt worden sind, siehe hiezu Bild 17_1, 17_2.

Äußerlich ist das Gestein mäßig schiefrig, hellgrün bis graugrün, dunkler grün und auch hell getupft und gestriemt und unterscheidet sich kaum auffallend von den Grünschiefern dieser Gegend sonst.

Hinsichtlich der Hauptmasse des Gesteins ist zu sagen, daß sie zwar im wesentlichen Typen unter Gruppe VI sich nähert, doch ist sie in Struktur weniger einheitlich und erscheint mehr zerwirbelt.

Auf ehemaligen porphyrischen Augit lassen sich (bisweilen noch erkennbar) Uralitchlorit (im wesentlichen) -pseudomorphosen zurückführen: die Hornblende erscheint da gern gitter- bis besenartig auf 2 *mm* lang und 1 *mm* breit, mehr weniger hypoparallel, verfolgbar in ihren Zweigen am besten mit Hilfe des Gipsblättchens.

Auch hier sind manche solche Hornblendepakete mit *c*, analog dem früher Gesagten, *c* des Augits folgend, steil bis schräg zur Schieferungsebene gestellt, doch entsprechend der intensiven Verflößung nur auf ganz kurz. Öfters langen solche Pakete durcheinander hindurch; sind gern tortiert; immerhin sind viele von ihnen bemerkenswert auf weithin gleichzeitig auslöschend, so daß zu folgern ist, daß auf eine intensiv eingesetzte tektonische Zerrüttung und Verschleifung, dabei Zerreißung und Zertrümmerung des Augits, dann relativ ruhigeres Wachstum der Hornblende einsetzte und daß die weitere Zerrüttung zur Hohlräumebildung

später erfolgte bei bereits herrschendem Hornblendebildungsstadium, weil andernfalls in die als Hohlräume angesprochenen Anteile die Hornblendeaggregate mit ihren Zweigen reichlicher gewachsen wären. Die im Dünnschliff ganz zartgrün getonte Hornblende hat nahe $\perp \beta$ an zwei Schnitten 17°, $2V$ 75° Zwischen dem Hornblendestengelgezweig ist reichlich Chlorit.

Analog wie Augit-Uralit verhält sich der Feldspat. Irgendwelche größere Einsprenglinge mit unzerstörtem Gitter wie in Gruppe VI sind nicht mehr nachweisbar, wohl aber die in den früher besprochenen Gesteinen öfters erwähnten Mosaikfelder hypoparalleler Albitkörnchen (opt. +, $<$ Cdb, nahe $\perp a$ 14°), die einzeln vielfach undulös auslöschen, auf weiterhin aber einem verquetschten ehemaligen Plagioklasindividuum entsprechen.

Die ehemaligen Ilmenite sind hier ebenfalls, mehr weniger gestreckt, zu Leukoxen geworden (innen gern dichter, außen mit lockeren Titanitkörnchen); auch in dem einen oder anderen Hornblendeaggregat finden sie sich so (ehemals Ilmeniteinschluß im Augit); sie fehlen aber in den Gesteinsanteilen (wenn nicht hineingeblättert), die als Hohlräume und Poren angesprochen werden.

Von einem von den ehemaligen Einsprenglingen von Plagioklas, Augit, Erz unterschiedlichen — in diesem Falle also der ehemaligen Grundmasse des Eruptivums entsprechenden — Grundgewebe kann hier kaum gesprochen werden, weil der Großteil des ehemaligen Eruptivums grundgewebeartig geworden ist, denn Palimpseste (Uralitchloritpseudomorphosen usw.) sind auch vielfach zertragen und eigentliche eingesprengte Krystalle (etwa von der Art wie die Andalusite in Hornfelsen — Porphyroblasten —) kamen eben nicht zur Entwicklung.

Das Gesteinsgewebe ist also sonst wie das Grundgewebe der Grünschiefer der Gruppe VI.

Das Auffälligste im Gestein sind aber zentrisch struierte Gebilde, wie sie sonst in den vorher beschriebenen Grünschiefern in der Art nicht auftreten. Sie sind gern 1—2 *mm* in der Weite, erscheinen gelegentlich in Gruppen oder sind verzweigt, mitunter dehnen sie sich (parallel der Schieferungsebene) über 4 *mm* hin. Im Innern der Gebilde erscheint vorwiegend Chlorit, und zwar meist mit 001 parallel der Schieferungsebene gestellt, fortwachsend aus dem Gestein heraus; selten beobachtet man in freierer Lage sehr kümmerlich Hornblende. Weiters sind in diesen Chloritnestern mitunter eingewachsen Täfelchen von Hämatit. Der Chlorit ist seltener gut und schärfer individualisiert, γ nahe *c*. Manchmal erscheint er linsig entwickelt und dabei mit α parallel der Dickenlinie der Linse gestellt. Bei sorgsamem Zusehen erkennt man aber, daß solche Linsen aus Blättchen bestehen, die mit den Blattspreitchen parallel oder schräg zu der Dickenlinie der Linse stehen. Diese Ausbildungsart ist vergleichbar Umwandlungs-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

erscheinungen im Olivin, wie sie in den Euganeenbasalten, 11 p. 435, ganz analog beschrieben worden ist. Auch im Gestein sonst ist Chlorit oft sehr feinschuppig, immerhin oft auf weite Strecken hin annähernd parallel orientiert zur Schieferungsebene (opt. +, 1axig bis kleines $2V$, $n <$ als α der Hornblende, $\gamma - a$ halb so viel wie bei Albit).

Kranzförmig um die Chloritnester, mitunter auch gruppenartig erscheint nun im Dünnschliff Epidot, und zwar in bis zu $^1/_3$ *mm* großen scharf entwickelten Kryställchen, meist von 001 und 100 begrenzt, selten verzwillingt, oft durchaus klar, während die Epidote sonst im Gestein kleiner, viel weniger deutlich individualisiert, Fe-ärmer, dabei gern trübe und mit massenhaft Einschlüssen durchsetzt sind. Trübe sind die erstgenannten Epidote nur an dem dem Normalgestein ansitzenden Anteil. Demnach muß das Wachstum der ersteren Epidote unter differenten Umständen gegenüber den zweiten erfolgt sein.

Eine weitere sehr eigenartige Erscheinung aller Epidote ist die ungewöhnlich kräftige Zonarstruktur, wie sie sonst in ähnlicher Weise nicht in den studierten Gesteinen auftritt. In einem Durchschnitt nahe $\perp \beta$ ist im Kern αc bei 3°, im Rand fast 4° im entgegengesetzten Sinne. Ein Durchschnitt nahe $\perp \beta$ zeigt im Innern Rot II. Ordnung bis hinab dann zum Rotorange I. Ordnung, dann Gelbweiß I. Ordnung, hierauf wieder Rotorange I. Ordnung und hinab bis Weiß; ein zweiter Schnitt mit beginnendem Rot II. Ordnung im Zentrum zeigt Abfallen bis zum Rotorang I. Ordnung, dann scharf // 100 absetzend, sonst weniger scharf eine folgende Zone von Zitrongelb I. Ordnung, hierauf fast über den ganzen Krystall scharf ausgeprägt eine neue Zone mit Orangegelb I. Ordnung beginnend und allmählich absinkend bis zum Bläulichweiß I. Ordnung (Albit zeigt hiebei Weiß bis Gelblichweiß I. Ordnung). Demgemäß zeigen sich auch beträchtliche Unterschiede in den Auslöschungsschiefen. Auf den Kern als Ausgangsstellung (nicht auf *c*) bezogen vom Innen- zum ersten Absatz 3° verschieden, folgende schmale Zone vom Innern 6° different, äußere Zone am Innenteil 4° different vom Innern, zu äußerst 10°.

An einem Durchschnitt, der eine optische Achse im Interferenzbild erkennen läßt, beobachtet man gleichfalls kräftige Zonarstruktur: um den zonaren Kern läuft eine scharf abgesetzte schmale Schale, um diese wiederum scharf abgesetzt eine Außenschale. Der Kern ist im Innern sehr Fe-reich und wird nach außen Fe-ärmer, die folgende schmale Schale ist wesentlich Fe-ärmer, jedoch homogen, Fe-reicher als diese Schale beginnt der Innenrand der Außenschale, um dann allmählich im Fe-Gehalt zu sinken und außen am Rand sehr Fe-arm zu werden.

Demnach wandert die optische Achse und es vergrößert sich $2V$ außer mit der Rekurrenz am Innenrand der Außenschale.

Während die Kernpartien optisch — sind, sind die äußeren +. Vom Zentrum der Kernpartie bis zu ihrem Rand wandert die Achse $12^1/_2°$, in der folgenden schmalen Schale um weitere $2^1/_2°$, also um 15°, in der äußeren Schale liegt (ein wenig rückläufig) die Achse innen 11° vom Zentrum verschieden, um dann bis 18° vom Zentrum verschieden ganz außen zu wandern. Diese bedeutende Vergrößerung von $2\,V$ (wobei allerdings die Lageänderung $c\,\alpha$ mitzuberücksichtigen ist) zeigt, daß das Kryställchen weitaus den Großteil der ganzen Epidotmischungsreihe in sich repräsentiert.

Die Epidote im Gestein sonst sind weniger deutlich zonar. Auf Grund aller der erwähnten Eigenschaften, besonders auch, daß den klaren Epidoten Leukoxen nicht eingeschaltet ist, wird gefolgert, daß sie in Hohlräume hineingewachsen sind, daß als letztes, analog den Uralitchloritpseudomorphosen, dann Chlorit als Restausfüllung entstand. Daß Hohlräume sich auch in diesen Schiefern bilden konnten, ist nicht verwunderlich, da im Gebiet tektonische (dabei oft geschieferte) Breccien nicht selten sind und nach den Versuchen Adams ja auch unter sehr viel höheren Drucken, als es die in den vorliegenden Schieferkomplexen waren, Hohlräume eine Zeitlang bestehen bleiben. Auch kann hiefür die analoge Mineralbildung im Gestein und oft die gleiche in Klüften und Spalten herangezogen werden.

Aus all diesen Erscheinungen, besonders aus der oft scharf abgesetzten Zonarstruktur der Epidotkrystalle, folgt, daß im Werdegang dieses krystallinen Schiefers wiederholt ein scharfer Hiatus eingesetzt hat, wie dies für die Vorstellung der Deckenbildungen in diesem Gebiet als im vorhinein wahrscheinlich anzusehen ist. Es ist aber auch die vom Autor wiederholt schon vor Jahrzehnten geäußerte Meinung naheliegend und illustriert, daß aus dem bearbeiteten Gestein chemische Komponenten — je nach den Verhältnissen — herausgelöst und in Klüften und Hohlräumen sonst verfrachtet werden können, so daß die Gesteinszusammensetzung gelegentlich beträchtlich verändert werden kann; das gilt für tektonisch stark beanspruchte Gesteine, wie dies die stark gestreckten und gequälten Klammkalke sind: Anreicherung von C, auch Quarz im Gestein, Wegwanderung von $CaCO_3$ und Absatz als weißer Kalk in den Klüften; das gilt auch für viele Kalkphyllitbereiche, dann auch für manche hiesige Porphyroide (Wegwanderung von Albit und Quarz und Absatz in den Klüften). Hiebei muß für die Art der Auslösung auch die Tiefe im Gebirge (Druck) und die Art der Nachbargesteine (Chemismus) beeinflussend sein.

Noch sei zur Wachstumsbeziehung der klaren Epidote gegenüber der Hornblende bemerkt, daß auch hier Hornblende — analog dem Wachstum sonst in den hiesigen Grünschiefergrundgeweben — von Epidot umwachsen angetroffen wird.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

18. Brecciöser Diabasgrünschiefer.

Analogien mit dem vorigen Gestein weist ein Grünschiefer westlich der Lohmühle (Nord-Großarl) auf, der deutlich geschiefert und gestreckt, dabei schwach wellig ist, dicht, graugrün, mit ganz dünnen dunkleren chloritischen Striemen; er entspricht einem basischen Eruptivum (Diabas).

Das Gestein, auch mit mittlerer Vergrößerung im Gewebe nicht auflösbar, mag ehedem schlierig oder fluidal struiert oder Tuff, kaum Tuffit gewesen sein.

Auffallend sind im Dünnschliff ziemlich viele bis 2 *mm* lange, meist kürzere und bei $^1/_4$ *mm* breite, parallel der Schieferungsebene und Wellung aber auch schräg dazu gestellte Krystallnestchen von Epidot; dazwischen ist Chlorit, selten auch Albit, Hornblende oder Kalzit.

Diese stark oblongen Nester sind als Abstauräume zu betrachten, parallel der Schieferung oder schräg dazu, nicht selten auch finden sie sich in Fältchensatteln oder -mulden. Ähnlich fungierend erscheint in Abstauklüften nahe parallel der Schieferung die eine oder andere Kalzitader. Die Epidotkryställchen dieser Nester, hier kaum bis $^1/_5$ *mm* groß, sind krystallographisch vollkommen umgrenzt, sind einschlußfrei oder -arm, während jene der sonstigen Gesteinsmasse reich durchsetzt sind von Einschlüssen. Zonarstruktur ist vorhanden, doch einfach: Kern rot II. Ordnung bis grün III. Ordnung, blau II. Ordnung am Rand (Albit geht hiebei bis gelb I. Ordnung). 2 *V* ist wechselnd, außen $\pm$, innen deutlich —. An einem Durchschnitt wurde innen bestimmt 2 *V* 70°. Der Chlorit in den Nestern, wenig deutlich einorientiert, ist sehr schwach doppelbrechend in anomal graubräunlicher Farbe, γ nahe *c*, oft α deutlich grün, γ gelblich.

Als Palimpseste sind zu deuten einige größere (bis 1 *mm*) ehemalige Erzkörner (Ilmenit), die zu dichten bräunlichen Leukoxen geworden sind.

Einige limonitisierte Erzkörner entsprechen wohl pseudomorphosiertem Pyrit.

Das Gesteinsgewebe, recht gleichmäßig aus winzig entwickeltem, stenglig bis krautigem, wenig pleochroitischem Amphibol, aus Chlorit, Körnchen von Albit, Epidot und Titanit bestehend, läßt nur stellenweise auf kurzanhaltend etwas an Epidot und Titanit reichere Schmitzchen erkennen.

IX.

19. Diabastuffgrünschiefer.

Ein Grünschiefer, grau bis graugrün, hell und dunkler gesprenkelt und gestriemt, der vielfach den Eindruck eines ehemaligen basischen Tuffs hervorruft, jedoch eher wohl als analoges Konglomerat anzusehen ist, da auch SiO_2-reiche Elemente darin

vorliegen, stammt in einem instruktiven Dünnschliff von Au (Nord-Großarl). Siehe hiezu Bild 19.

Man erkennt darin einerseits typisch diabasisches Material, anderseits Quarz in Linsen, so ein dickes, über $^1/_2$ *mm* großes, ziemlich einheitliches, etwas undulös auslöschendes Quarzindividuum, von dem seitlich Scherbchen abgequetscht sind, oder bei $^1/_3$ *mm* große Körner, hypoparallel optisch orientiert, jedoch verquetscht, oder auch manche andere, mitunter größere Linsen, die völlig zu Mosaik zertrümmert sind, wobei dann gern feinste Chloritschüppchen und Hornblendestengel parallel der Schieferungsebene, seltener Epidot und Serizit sich einsiedeln.

Ebenso gibt es ganz analoge Albitlinsen und -bröckelchen, kataklastisch, mitunter jedoch auf $^1/_4$ *mm* hin gleichmäßig orientiert.

Von basischem Material finden sich zahlreiche heterogene Linsen und Bröckelchen. So zeigt ein 2 *mm* großes Bröckelchen körnig schuppigen Chlorit (γ nahe *c*, wenig pleochroitisch); jedoch setzen quer zur Schieferungsebene offenkundig 2 latente Streckungsklüfte durch, da entlang sich Hornblende angesiedelt hat, diese ist auch randlich zum Teil am Bröckelchen und darin sonst verstreut entwickelt; doch läßt sich keinerlei ausgesprochene, einheitliche parallele Orientierung derselben erkennen, noch auch eine solche im Chlorit, so daß an ehemaligen Augit etwa kaum zu denken ist. Sonst ist darin stellenweise feinst punktig Titanit zu sehen und in den Streckungshöfen reichlich balliger Epidot.

Ein anderes, $2^1/_2$ *mm* großes Bröckelchen besteht zum größten Teil aus Hornblendestengeln, die ebenfalls wirr gelagert sind und nur zum kleineren Teil angenähert parallel der Schieferung, ferner ist noch analog Chlorit da, ganz zurücktretend Albit und etwas Titanit, außen wieder balliger Epidot.

Ein $1^1/_2$ *mm* großes Bröckelchen mit scharfen, rechtwinkligen Ecken besteht großenteils aus wirrblättrig körnigem Chlorit und viel weniger Hornblendestengeln, die vorzugsweise der Schieferungsebene folgen, auch hinaus ins Grundgewebe des Gesteins strahlen. Chlorit erscheint da auch wie sonst öfters in plumpen Linsen mit dem Längsdurchmesser parallel der Schieferungsebene (die Linsen selber aber bestehen aus Blättchen mit 001 normal zu diesem Durchmesser, also senkrecht zur Schieferungsebene). Epidot, spärlich Titanit, findet sich auch darin, vornehmlich aber in den Streckungshöfen.

Manche der Bröckelchen bestehen fast nur aus Chlorit, manche überwiegend aus Hornblende (Hornblende zartgrün, $\perp \beta$ 17°, $16^1/_2$°).

Fast allgemein sind die Bröckelchen in der Richtung der Schieferung gedehnt. Eine klare Orientierung dieser Komponenten, wie dies bei den uralitisierten Augiten aus diesen Gegenden so regelmäßig beobachtet wird, findet sich nicht oder nur vereinzelt in beschränktem Ausmaße bei der einen oder andern Horn-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

blende, wiewohl zahlreiche, kleinere und größere, oft sehr scharf eckig begrenzte solche Bröckelchen im Schliffe vorliegen; manchmal ist übrigens der eine Anteil eines Bröckelchens aus basischem, der andere aus hellem Material bestehend.

Man wird aus all diesen Beobachtungen und bei der im vorliegenden Beispiel nicht sehr intensiven tektonischen Verwalzung zu der wahrscheinlichen Vorstellung geführt, daß basische Tuffbröckelchen vorwalten, daß aber fremdartiges Material beigemengt ist und daß beides zur Sedimentation gelangte; dafür spricht auch die Beschaffenheit der Zwischenmasse. Diese, wie ein Grundgewebe, in dem alle die vorher geschilderten Materialien — meist gut abgegrenzt — eingebettet erscheinen, ist sehr kleinkörnig, dicht, oft auch erst mit starker Vergrößerung gut trennbar; sie zeigt deutlich Schieferung, die auch durch die obigen Materialien hindurchsetzt.

An der Zusammensetzung derselben beteiligt sich etwa ebensoviel Quarz und Albit, beide verzackt und kataklastisch, wie Epidot und Chlorit; Hornblende in dünnen Stengeln bis Fasern tritt zurück, ebenso das aus Ilmenit entstandene feinste Titanitgekörnle und Serizit in winzigen Schüppchen.

Epidot tritt einerseits — ähnlich wie in manchem Saussurit graduell umgewandelten Gabbros — unförmig ballig auf, mitunter fast traubig, so besonders in den Streckungshöfen der Bröckelchen, zeigt die übernormalen, doch nicht klaren, sondern schummerigen (ganz unregelmäßig an den Einzelstellen der Ballen auslöschend) Interferenzfarben, ist trübe und einschlußreich, anderseits individualisieren sich aus diesen Ballen randlich sehr häufig deutlicherer gestaltete, auch krystallographisch schärfere Epidotsäulchen, wie sie auch sonst massenhaft im Grundgewebe sich finden; diese sind deutlich zonar, innen Fe-reicher als am Rand. Vielleicht hatten manche dieser Bällchen ihren Ausgangspunkt von Magnetit, wie schon bei früher besprochenen Gesteinen erwähnt, entsprechend krystallinen Schiefern im Böhmerwald.

X.

20. Diabasgrün(Chlorit)schiefer (Albitchloritschiefer).

Ein Gestein, sehr dicht, dünn geschiefert, gestreckt, graugrün, das als Albitchloritschiefer bezeichnet werden kann, vielleicht etwa analog ist Gruppe VI, Nr. 15, stammt aus dem ganz dünn gewalzten und verflößten Kalkphyllit usw. Deckengebiet westlich der Lohmühle (Nord-Großarl).

Im Dünnschliff lassen sich erkennen einzelne linsige bis 2, selten 4 *mm* lange, nur vereinzelt bis 1 *mm* dicke Schmitzen, die aus verzackten Albitkörnchen (bis $^1/_3$ *mm*, dann aber auch wieder kataklastisch hypoparallel struiert) und Chloritschuppen (bis $^1/_2$ *mm*) bestehen (diese dabei mehr als doppelt so groß, wie es die oft sehr klein dimensionierten Körnchen usw. des Grund-

gewebes sind), mitunter aber auch fast nur aus Albit, so daß in beiden Fällen an zerwalzte ehemalige Feldspate gedacht werden kann. Die Linsen werden außen bisweilen auf 2 *mm* und mehr von Chloritschuppen gesäumt, parallel also den Bewegungsbahnen im Gestein. Mitunter sieht man Apatitkörner.

Sonst stellt die Gesteinsmasse ein sehr dichtes, netzartiges Gewebe zackiger Körnchen bis Schüppchen von Chlorit dar, darinnen eingesenkt ebensoviel Albitkörnchen sind, gern verlängert parallel der Schieferungsebene, selten verzwillingt ($\perp \alpha$, 17°; $\perp \gamma$ 19°); Chlorit schwach pleochroitisch, γ nahe *c*. Weiters sind durchs Grundgewebe allenthalben gestreut Körnchen und Körnchengruppen (diese auch nur selten über $^1/_{10}$ *mm*) von Titanit, während Epidot fast ganz zurücktritt und sich auch entzieht Hornblende und Serizit, so daß Ca fast nur im Titanit sitzt. Die Bildungsphase dieses Gesteins ist so offenkundig eingeengt auf das Stadium der Titanitalbitchloritbildung der früher beschriebenen Diabasgrünschiefer, was seine Begründung findet in der offenbar bis in späteste Zeiten tektonisch intensivsten Beanspruchung dieser Deckenanteile.

21. Diabasgrünschiefer (tuffitisch).

Aus den Grünschiefern der Zimmerebenwand, die ja in sehr wechselndem Verhältnis den dortigen mannigfaltigen Sedimentgesteinen eingeschaltet sind, stammt ein recht dichtes Gestein, deutlich schiefrig, mit streifig welliger Textur, die jedoch nicht auf unmittelbar ursprüngliche Schichtung bezogen werden kann. Bedingt ist die Textur durch Anteile, die chloritreich sind und die wechseln mit chloritärmeren, die dafür reicher sind an Epidot, an ehemaligem — jetzt zu Leukoxen, resp. Titanit umgewandelten — Ilmenit, welche Anteile aber nicht lange durchhalten, sondern die Schieferungsebene der zweiten Anteile, die meist gut ausgeprägt ist, stößt nicht selten scharf schräg ab an den Texturlinien der chloritreicheren Partien, so entfernt erinnernd an das Bild mancher Kreuzschichtung, mit der das Vorliegende aber nichts zu tun hat.

Außerdem sind zum Teil annähernd parallel den vorherrschenden Schieferungsebenen, manchmal auch schräg dazu sichtbar längliche, schwammartige Partien, die angereichert sind mit Kalzitkörnern, die gelegentlich an solchen Stellen mehr als die Hälfte der Komponenten ausmachen.

Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus einem sehr feinen Albit (ganz untergeordnet Quarz-) Mosaik von länglichen, oft recht verzahnten Körnchen, Plättchen, Scheibchen oder Linsen, deren Dicke zumeist 0·01—0·05 *mm* beträgt; nur selten sieht man mit Hilfe des Gipsblättchens ein solches Körnchenwerk auf bis etwa 0·5 *mm* hin angenähert parallel orientiert, dabei durchsetzt von anderen Komponenten, wie Chlorit, Epidot, Titanit (Albit nach +Char. und 20° auf *M*).

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In den Anteilen, in denen Chlorit vorwaltet, tritt Quarz zurück, ebenso der zart gelblich getonte Epidot, der sonst nicht selten im Gestein in oft bis $^1/_5$ *mm* großen (ausnahmsweise $^1/_3$ *mm*), gewöhnlich krystallographisch nicht umgrenzten Körnern erscheint, die oft kompakt, manchmal geradezu schwammartig entwickelt sind. Er ist noch deutlich —, ($2\,V$ 75°) und fehlt auch den kalzitreichen Partien nicht. Chloritschüppchen (opt. +, $\gamma \parallel c$), meist formähnlich den Quarz-Feldspat-Scheibchen, sieht man nur selten bis auf 2 *mm* hin einheitlich orientiert, doch dann schwammartig die anderen Komponenten einschließend, dabei parallel der Schieferung mit 001 orientiert, doch sieht man so auch Linschen, die aus Blättchen parallel dem Linsendickendurchmesser bestehen, so wie früher beschrieben.

Kaum in den chloritreichen Partien, keineswegs selten aber da und dort in den anderen trifft man ehemaligen Ilmenit an; er ist nicht stark zertragen oder zerwalzt, ist innen oft dunkel, jedoch bei starker Vergrößerung erkennbar als bräunlicher bis violetter dichter Leukoxen, außen erfolgt deutlichere Individualisierung von Titanit. Dieser Leukoxen deutet als einziges im Gestein sicher auf einen ehemaligen Gemengteil, eben den Ilmenit.

Man wird versucht, aus dem Ganzen wie auch aus der Lagerung in der Natur das Gestein für Tuff oder Tuffit zu halten, doch sind sichere Beweise nicht da.

Kalzit ist im Gestein schmitzenhaft angereichert; die parallel der Schieferungsebene gern linsigen (selten bis 1 *mm*) Individuen sind selten zusammenhängend.

Vor etwa 3 Jahrzehnten hat der Autor nach den Feststellungen der häufig gesetzmäßigen Einorientierung von Quarz in schiefrigen Quarziten usw. durch G. Trenner in hiesigen Karbonatquarziten gesucht, ob nicht auch für Kalzit eine solch bevorzugte krystallographische Orientierung eruierbar sei; während nun für Glimmer-, Talk-, Chloritblätter, für Hornblende-, Sillimanitstengel usw. dies seit sehr langer Zeit bekannt ist, weswegen ja auch diese Gesteine Schiefer heißen, wobei der Autor die mechanisch günstigste Einstellung dieser Minerale infolge der Gesteinsbewegung in sich als Hauptgrund ansieht (direkt auch die Art der Punktbesetzung der Gitterebenen), ergab die Untersuchung keinerlei klar ausgesprochene Norm; es ist eine solche auch nicht sehr wahrscheinlich auf Grund der Gitterstruktur der rhomboedrischen Karbonate und gemäß den Vorgängen während der Bildungszeiten der hiesigen krystallinen Schiefer, wie sie hier nach der Vorstellung der Deckentheorie vertreten werden. Die Untersuchung ward damals und auch jetzt nach der konoskopischen Methode durchgeführt. Die Überprüfung ergab nicht einmal in ganz benachbarten Individuen irgendeine bevorzugte Orientierung der Körnchen. Druckzwillinge können sich ja nach drei Richtungen einstellen; in erster Linie würden wohl die bevorzugt

sein, die dem vorwiegenden Druck entsprechen. Da aber die vorliegende Schieferbildung nicht nach parallelen Flächen erfolgt, sondern schon im Dünnschliff wellig und wechselnd durchgreifend erfolgt, ist auch da eine Regelmäßigkeit nicht erkennbar, da die Zwillingslamellen sich in ganz verschiedenen Richtungen des Raumes liegend erweisen.

22. Diabasgrünschiefer (Epidotchloritgrünschiefer).

Aus den Grünschiefern nahe der Heumoos-Alm (westlich Arl-Thörl) stammt dichtes, feinschiefriges, etwas flasriges Gestein, graugrün bis apfelgrün mit hellen Schmitzen; es ist an den meisten Stellen erst mit starker Vergrößerung auflösbar, zeigt die hellen Anteile oft nur aus feinstkörneligem Albit bestehend oder als Körnchenmosaik von Albit mit etwas Chlorit, gelegentlich auch Kalzitflittern. Diese Anteile, gern linsig (1 *mm*, meist weniger), wechseln mit Anteilen, die feinst körnig bis schuppig zusammengesetzt sind aus Albit, Epidot, Chlorit, Quarz und kleinsten Titanitkörnchengruppen.

Parallel oder auch etwas schräg zur Schieferung laufen im Schliff mehrere helle aderartige Partien, vornehmlich aus körnigem Albit, Quarz und Kalzit bestehend mit etwas Chlorit, die stellenweise am Grundgewebe scharf absetzen, meist aber mit ihm verwoben sind. Es ist fraglich, ob es sich im Einzelanteil um primäre sedimentäre oder auch mit um tektonische Abstaubildungen handelt.

Über die ursprüngliche Natur des Gesteins kann kaum anderes gesagt werden, als daß es der Hauptsache nach basischem Eruptivmaterial entspricht, das dynamisch kräftig beansprucht, verflößt und zertrümmert ist.

23. Diabasgrünschiefer.

Vom Roßfeldeck (Grenzkamm Groß- und Klein-Arltal), wo am Westhang weithin Grünschiefer ziehen, stammt graugrünes bis gelblichgrünes Gestein, manchmal mit helleren Streifen, das sehr dünnschiefrig ist, dicht und erst bei starker Vergrößerung auflösbar. Der Schiefer, der von ehemaliger Struktur kaum mehr etwas erkennen läßt, wohl aber hinweist auf die wiederholte tektonische Beanspruchung, was sich mechanisch zeigt, zum Teil aber auch in der Art der Mineralbildung.

Der Dünnschliff, quer zur Streckung, läßt eine Art raschen Wechsels von heterogenem Material sichtbar werden, einmal Lagen, überwiegend bestehend aus Epidot in körnig blättrigem Chlorit mit Gruppen und Schnüren von kleinstkörneligem Titanit bei fast gänzlichem Zurücktreten von Albit, dann wieder die eine oder andere Lage, nicht arm an Albit, wobei auch wenige, winzigste

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

pleochroitische Hornblendestengel eintreten, gelegentlich auch bei zunehmender Albitmenge reichlich überhand nehmen können, weiters endlich karbonatreiche Lagen mit meist gerundeten oder länglichen Epidotkörnern.

Das Gestein zeigt, daß es bei seiner Verschieferung einen ziemlich hohen Grad von Starrheit besessen hat — in den benachbarten Dolomit-Quarzit-Zügen trifft man tektonische Breccienbildung —, was sich hier in Kleinfältelung äußerte, wobei oft Hohlräume abgestaut worden sind, einmal parallel der Schieferungsebene, besonders gern in den Sätteln und Mulden. Man beobachtet aber auch, daß öfters Schiebungen erfolgt sind, wobei das eine Blatt mehr gefältelt, das andere darüber fortbewegt worden ist; auch dadurch entstehen sehr regelmäßig Abstauräume; in dem nicht gefältelten Blatt pflegen dann kleine Verwerfungen die Spannungen auszugleichen. Diese Art von Beanspruchung und Gegenäußerung des Gesteins kommt den Verhältnissen der schon höheren Horizonte im Gebirge am nächsten, in denen die Radstädter Decken verfrachtet worden sind. An manchen solchen Abstaubildungen läßt sich späterer neuerlicher Abstau (Aufreißung) verfolgen. Indem nun (sekretionär) in den Abstauräumen Mineralwachstum erfolgt, dabei diese Minerale auch verschieden für die einzelnen Stadien der Schieferbildung sind, so verweben sich diese mit der gleichzeitigen Ummineralisation im festen Gestein, so daß die verschiedenen genetischen Momente schwer voneinander trennbar werden.

Im Tendenzbereich von Abblätterungs(Abstau)klüften wurden einmal (wohl ziemlich frühzeitig) reichlich Epidote gebildet neben weniger Chlorit und Albit; es gibt andere solche Abstauräume, in denen fast nur Albit und Chlorit erscheinen, wieder andere, wo neben Albit etwas Quarz oder auch Karbonat (Körner bis $^1/_4$ *mm*) erscheint; manche von diesen haben auch stenglige Hornblende, und zwar gewöhnlich die, welche die hornblendeführenden Gesteinsanteile durchsetzen. Ob einzelne der karbonatführenden Anteile ursprünglich karbonatführendem Material entsprechen, ist unsicher. Es gibt Abstauräume, welche außen Albit, innen Chlorit haben, auch solche, die nur Chlorit haben. Die letzteren sind im allgemeinen mit am spätesten entstanden, die ersteren früher, ebenso auch die mit Albit, verstreutem Chlorit oder Hornblende, etwas Quarz oder Karbonat erfüllten Adern, während die epidotreichsten derartigen Adern als mit am ältesten anzusehen sind.

Als ursprünglich kann — abgesehen von den sicheren unkrystallisierten Schieferlagen — vielleicht noch ein zentrisches Anteilchen angesehen werden (innen Chlorit, außen vornehmlich Hornblendenadeln).

Die Epidote, welche Abstauräumen entsprechen, sind meist klar oder arm an Einschlüssen gegenüber jenen, die im

Gesteinsgewebe erscheinen (meist unter $^1/_{10}$ *mm*, selten bis $^1/_5$ *mm*, mitunter jedoch zu Linsen bis über $^1/_2$ *mm* vereinigt); sie sind innen Fe-reich (gelb getont). Hornblende, schwach grün pleochroitisch, wird erst bei starker Vergrößerung gut sichtbar, anteilweise ist sie gelegentlich massenhaft in Einzelstengeln, seltener in Strähnen entwickelt (Stengel höchst selten bis $^1/_{10}$ *mm* dick). Albit, in Adern selten $^1/_4$ *mm* erreichend, im Gesteinsgewebe viel kleiner, zeigt nur selten Albitgesetz $\perp \alpha$ 1 . 17°, 1′ 18°; 16°. Chlorit, mit anomal bräunlichgrauen Farben sehr schwach doppelbrechend, ist gut merkbar pleochroitisch, γ nahe *c*.

24. Diabasgrünschiefer (Epidotchloritschiefer, tuffitisch?).

Nahe (westlich) der Teufelswand (unter den Radstädter mesozoischen Kalken und Dolomiten) (Großarltal, Filzmoosgebiet) tritt dichter, dünn geschieferter Grünschiefer auf, graugrün bis gelblichgrün, hell geadert.

Der größere Anteil des kompliziert struierten und textierten Gesteins, der ursprüngliche, ist fast durchaus sehr feinkörnig (erst mit starker Vergrößerung gut auflösbar) und deutlich parallel textiert, oft bestehend nahezu nur aus gelb pleochroitischem (deutlich —), meist xenoblastischem, trübem Epidot und Chlorit mit untergeordnetem Albit und Titanit, manchmal wechselt das Mengenverhältnis, auch kann Kalzit eintreten; dann ist das sonst dicht netzartige Gewebe wie aufgelockert, mitunter erscheinen dann mitten in diesem Material kleinere, auch größere Albite (gelegentlich über 1 *mm*), die einheitlich, doch auch gebogen und undulös sein können, manche einschließend Kalzitflitter, Chlorit, Epidot, selten auch Muskovit, manche fast frei davon, manche wieder in Vereinigung mit Quarz oder Karbonat usw. Albit ist oft verzwillingt nach Ab-Gesetz. $\perp a$ 1 17°, 1′ 19°. Hornblende tritt hier völlig zurück.

Dies Ganze nun erscheint wie durchschwärmt von einem hellen Sekretionszug schräg zur Schieferungsebene, von dem wieder angenähert der Schieferungsebene parallele Zweige ausstrahlen, all dies manchmal ganz scharf, zumeist aber unscharf gegen das andere Gesteinsgewebe abgegrenzt oder allmählich verwoben. In diesem sekretionären Material herrscht Quarz, Albit, Karbonat vor, und zwar in sehr wechselndem Verhältnis, so daß der eine Gemengteil anteilweise allein sein kann, seltener tritt etwas Epidot oder Chlorit ein. Siehe hiezu Bild 24.

Da das Gesamte noch nachträglich weiter tektonisch beeinflußt und mineralogisch vereinheitlicht ist (Kataklase usw.), so liegen im Gestein in verstärktem Maße die bei den vorangegangenen drei Gesteinen geschilderten Verhältnisse der Verquickung von basischem Eruptivmaterial mit sekretionären, respektive vielleicht auch sedimentären Anteilen vor.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

25. Diabasgrünschiefer (Epidotchloritschiefer, tuffitisch?).

Ein Gestein, dünnstreifig, gelblichgrün, in ähnlicher Situation wie das vorige, steht nahe dem Radstädter Mesozoikum im Graben östlich vom Heustein (Filzmoosgebiet) in geringem Ausmaße an.

Der Dünnschliff zeigt wieder scheinbar sedimentogenes Gestein auf, indem sehr oft Lagen von offenbar basischem Eruptivmaterial mit Lagen wechseln, die scheinbar sedimentogen sind und aus Kalk, Quarz, Albit zumeist bestehen, doch ist auch hier die Sache wesentlich komplizierter gestaltet.

Der Hauptanteil des Gesteins, dünnschiefrig, dicht und erst mit starker Vergrößerung gut auflösbar, besteht wieder vornehmlich aus gelb pleochroitischem Fe-reichen Epidot- und aus Chloritkörnchen, wozu Albit, selten Titanit kommt; hier wechseln aber meist ganz dünn ausgelinste, hellere (Ab-reichere) Partien ab, außerdem ziehen wieder Schnüre und Lagen parallel der Schieferungsebene mit den genannten drei Mineralen Quarz, Albit ($\perp a$ 1...19°, 1′...17°), Kalzit, wobei der eine oder andere der Gemengteile herrschen kann; nur ist hier öfters als im vorigen Gestein Chlorit, Epidot beteiligt, auch sehr spärlich Serizit in feinsten Flittern, äußerst selten feinste Fasern farbloser Hornblende.

Verfolgt man aber diese einzelnen Lagen im Dünnschliff, so sieht man oft, daß sie auf ganz kurz ihre Zusammensetzung ändern, und zwar in eben gesagtem Sinn, so daß sie sedimentären Blättern, die in der Zusammensetzung länger anhalten müßten, nicht entsprechen. Auch hier handelt es sich also um Verwebung von Neukrystallisation verwalzten und ständig aufgeschlissenen Gesteins mit Sekretionärkrystallisation, wobei die Grenzen mitunter unscharf werden, ja ganz schwinden können.

Das vorangegangene Gestein, dünn gewalzt, müßte das Bild des vorliegenden Gesteins geben.

Im vorliegenden Gestein schlagen senkrecht zur Schieferung noch zwei spät gebildete Klüftchen durch, in denen Karbonat sitzt neben meist winzigsten Flittergruppen von Hämatit. Ein größeres Erzkorn darin war Pyrit, zum Teil noch erhalten, zum größeren Teil aber auch zu Hämatitschüppchen usw. umgewandelt.

XI.

26. Schiefrige Gangfüllung.

Westlich vom Grünschiefer Roßfeldeck (Kamm gegen Saukar) wurde aus den Phylliten eine sekretionäre Masse von Epidot, Chlorit, Albit und Leukoxen geschliffen. Das Material ist dunkelgrün bis pistaziengrün.

Man bemerkt im Dünnschliff den Epidot einzeln sitzend (bis 3 *mm*) oder in Gruppen im Chlorit; Epidot ist dabei tortiert, stark undulös auslöschend, randlich oft in Subindividuen gelöst,

Fe-reich. 2 V 68°. Albit erscheint in vereinzelten Nestern, körnelig, seltener in Individuen bis 1 *mm*; auch er zeigt intensive Kataklase, er ist im allgemeinen etwas später neben Epidot gebildet. Als Füllmasse dient Chlorit in körnig schuppigen Massen, seltener in vereinzelten Blättern, γ nahe parallel c, deutlich pleochroitisch in grasgrün-gelblich. Außerdem ist stellenweise wie eingeknetet Leukoxen in Strähnen und Bändern, phyllitischem Material (eingesplittert) entstammend vorhanden, das zum größeren Teil aus feinstkörneligem Titanit besteht; solcher findet sich auch gelegentlich in Sprüngen im Epidot.

Auch die Leukoxenschmitzen sind noch von Sprüngen durchquert, die mit Chlorit erfüllt sind.

Es liegt so in dieser Füllmasse ein Stück Geschichte widergespiegelt, wie sie für die meisten der beschriebenen Grünschiefer analog festgestellt worden ist.

Ergebnisse und Vergleiche mit Nachbargebieten.

Die Bearbeitung der besprochenen Gesteine erfolgte in erster Linie von dem Gesichtspunkte aus, die ursprüngliche Natur derselben zu klären, und zwar aus dem Mineralbestand und, soweit es die infolge Dynamometamorphose oder späterer Einflüsse neuaufgeprägten Strukturen erlauben, aus den noch erkennbaren oder erschließbaren primären Strukturen, also aus eng petrographischen Direktiven heraus; es sollte dabei jede hypothetische Ableitung, sei es deckentheoretischer Art oder durch Beziehung auf andere ähnliche Gesteine in den Nachbargebieten, vermieden werden.

Naturgemäß wurde hiebei getrachtet, Gesteine mit unverkennbaren primären Charakteren an erster Stelle zu setzen und anzuschließen die mehr und mehr veränderten Gesteine.

Die behandelten Grünschiefer erwecken äußerlich (im Handstück) oft einen recht ähnlichen Eindruck, auch die Dünnschliffe bei flüchtiger Betrachtung; jedoch zeigt dann gründliches Studium eine ungeahnte Mannigfaltigkeit dieser Grünschiefer, bedingt durch die Verschiedenheit des Ausgangsmateriales in Struktur und Mineralbestand, dann aber auch durch verschiedenartige Bildungsprozesse während des Entwicklungsvorganges des einzelnen krystallinen Schiefers, so z. B. in Streckung, Schieferung usw. Auf Kunde der Gesetzmäßigkeiten bei diesen Vorgängen wurde besonders Bedacht genommen.

Es erwächst nunmehr die Aufgabe, aus den petrographischen Untersuchungsergebnissen die Beziehungen zu den Nachbargebieten herzustellen.

Der Verfasser hatte Gelegenheit, in den Vorkriegsjahren wie in späteren Jahren in den Nachbargebieten der Hohen Tauern, dann in der Grauwackenzone, ferner in den eigentlichen Rad-

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

städter Tauern analoge Gesteine kennenzulernen, und zwar in manchen Gebieten zu wiederholten Malen, besonders in den westlich anschließenden Tauerntälern und in dem einen oder andern Profil der Grauwackenzone.

Nach Auffindung primärer Minerale und Strukturen in den Grünschiefern (— analoger Strukturen bei Porphyroiden, bei Geröllen dioritischer und granitischer Gesteine —) im Großarl- und Gasteintal (6, 7) hatte der Verfasser Gelegenheit, an der Bearbeitung der basischen Eruptivgesteine aus den Kitzbüchler Alpen durch A. Spitz (16) Anteil zu nehmen. Siehe hiezu auch G. Hradil (16).

Nach der zum Druck bereiten Fertigstellung des Manuskripts des Vorangegangenen (Juli 1938) hat Prof. F. Trauth, der im nordöstlichen Nachbargebiet forschende Arbeitskollege, über des Verfassers Ersuchen einen Großteil der von ihm studierten Grünschieferdünnschliffe aus dem Kleinarltal, aus der Flachau und aus der Grauwackenzone von Mandling bis in die Gegend von Zell am See (1) in freundschaftlichst liebenswürdiger Weise zur Verfügung gestellt zwecks petrographischen Vergleiches und auch in dem Sinne der von der Akademie der Wissenschaften Wien angestrebten Ziele bei gemeinsamer Arbeit. Die eingehendere und detailliertere petrographische Beschreibung dieser Dünnschliffe durch F. Trauth ist seinerzeit nicht zur Publikation gelangt; seine Veröffentlichungen (1 und andere) zeigen aber übersichtlich eine Menge recht verschiedenartiger einschlägiger Gesteine auf. Bei der Wahl der Gesteinsbezeichnung wurde von ihm in erster Linie der Mineralbestand in den Vordergrund gerückt, dabei aber auch die Gesteinsgenese entsprechend berücksichtigt.

Die Durchsicht dieser Schliffe wie auch eigener Gesteinsdünnschliffe aus diesen Gegenden hat nun, wie ja zu erwarten war, ergeben, daß so wie bei den Gesteinen von A. Spitz aus der Grauwackenzone ursprüngliche Charaktere oft erhalten sind, weil die Neukrystallisation im ganz großen geringer ist als im Nordteil des Großarl- und Gasteintales.

Im Anfang dieser Arbeit wurde gesagt, daß derselbe Gesteinskörper durch Quetschzonenbereiche in einzelnen Anteilen ganz verschieden (auch mineralogisch) metamorphosiert sein kann: dies gilt in noch höherem Maße in verschiedenen Teilgebieten der Grauwackenzone für die einzelnen basischen Eruptiva. Hier können auch da und dort durch Kontaktmetamorphose jeweils jüngerer Eruptiva eigenartige Merkmale in die Metamorphose getragen werden (ähnliche solche Fälle wurden wiederholt in den vom Verfasser bearbeiteten Böhmerwaldgesteinen nachgewiesen (12, 13).

Für die Art und für das Maß der Metamorphose könnte zweckmäßig die Größe der Einzelkomponenten und deren Zahl im gleich großen Dünnschliffanteil in den Gesteinen auf weitere Strecken hin verglichen werden: darauf hat der Verfasser

stets ein besonderes Gewicht gelegt, z. B. bei den Eruptivgesteinen der Euganeen, den metamorphen Gesteinen daselbst, in den Böhmerwaldgesteinen; insbesondere hat sich dies als sehr lehrreich gezeigt für im mineralogisch-petrographischen Institut der deutschen Universität Prag studierte Gesteinsreihen mit zunehmender Metamorphose im Erzgebirge (W. Zartner) (23), im Schnellagebiet bei Luditz (A. Bien) (24).

Im vorliegenden Falle bietet die große Lückenhaftigkeit der Profile an den erforderlichen Gesteinen und der starke Wechsel in der Dynamometamorphose ein Hindernis.

Eine andere Möglichkeit, den Grad, die Höhe der Metamorphose zu erschließen, kann mitunter bei isomorphen Mineralen darin gefunden werden, daß das eine Endglied oder die einen Mischungsglieder einer bestimmt gearteten Metamorphose entsprechen; so wurde dies für krystalline Schiefer des Böhmerwaldes für Hornblende, für Epidot und für CaNa-Feldspate, auch für Augit gezeigt. Daher wurde auch bei den vorliegenden Untersuchungen ein besonderes Gewicht auf die Präzisierung der verwertbaren optischen Eigenschaften dieser Minerale gelegt.

Es zeigte sich, daß im studierten Gebiet und auch in der Grauwackenzone am häufigsten vertreten ist sekundäre Hornblende, im Dünnschliff fast farblos oder zartgrün, wenig pleochroitisch, seltener auch kräftiger grün, dann gern glaukophanitische Hornblende. Bemerkenswert ist, daß primäre grüne Hornblende, jedoch auch braune Hornblende mitunter lange bei der Metamorphose erhalten bleiben, gern länger als Augit.

Allgemein ist für diese Gesteine die weitestgehende Albitisierung feststellbar, mitunter bei weitgehender Erhaltung der Raumgitterstruktur des ehemals basischen Plagioklases.

Bei Epidot ist entsprechend seiner sehr schweren Löslichkeit oft im selben Krystall intensive Zonarstruktur feststellbar, gern innen Fe-reich, außen Fe-ärmer (Klinozoisit), ja es kann mitunter eine mehrmalige Wiederholung dieser Zonarstruktur im selben Krystall vorhanden sein, so andeutend mehrfach wechselnde tektonische Vorgänge im Gebirgsanteil. Auch bei Chlorit liegt — weniger ausgeprägt — mitunter Zonarstruktur vor.

Im folgenden sollen nun, weil dies für deckentheoretische Überlegungen von Bedeutung ist, die Grünschiefer (Amphibolite, Chloritschiefer usw.) der Dünnschliffsammlung F. Trauth in Beziehung gebracht werden zu den im Vorausgegangenen besprochenen Gesteinen, und zwar so, daß insbesondere auch die Lage (Distanz) der jeweiligen Gesteine zu den Tauerngesteinen und der Grenzregion der nördlichen Kalkalpen tunlichst ins Auge gefaßt wird.

Die Grenze zwischen Tauern und Grauwackenzone läuft in der Gegend Bruck-Fusch.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Folgende Serie von Gesteinen liegt aus der Grauwackenzone, Bereich Bruck—Hundstein, vor (beginnend von S):

Im Schliff Nr. 90 mit der Bezeichnung epidotreicher Albitamphibolit (etwas SW von Grafleitner), F. Trauth (1, I), p. 145, 1, liegt ein tektonisch recht wenig beanspruchtes Gestein vor, das ausgezeichnet erhalten die ursprüngliche diabasisch fein bis mitteldivergentstrahlig körnige Struktur zeigt. Die Augite (bis 3 *mm*) sind uralitisiert, wobei die uralitische Hornblende in Schöpfen und Fasern auch in die Feldspate hineinwächst. Manche dem ehemaligen Augit eingewachsene Plagioklasleisten sind über- und durchbrückt von der Faserhornblende; diese ist zartgrün, meist wenig pleochroitisch. Stellenweise aber sieht man Hornblende, γ und β dunkelgraugrün, α hellbraun: nach der krystallographischen Umgrenzung ist dies primäre Hornblende, die in Resten, randlich am ehemaligen Augit gewachsen, erhalten geblieben ist. Plagioklas ist ebenso unter weitreichender (bis über 2 *mm*) Erhaltung des Raumgitters albitisiert. Die Ilmenite (bis 3 *mm*), mechanisch wenig berührt, zeigen die bei den Diabasen oft bemerkbare Balkenlinierung und -gitterung, sind aber meist völlig zu bräunlich-rötlichen dichten Leukoxen geworden. Aus der Restkrystallisation der Interstitien (Feldspat, Pyroxen, Erz) ist vornehmlich Epidot, Kalzit, Albit gebildet.

Das Gestein nähert sich also (abgesehen vom nicht mehr erhaltenen Augit) durchaus den unter I., 1. und anderen im Vorangehenden besprochenen Typen.

Schliff 85, Trauth, p. 145, nahebei, epidotreicher Albitamphibolit, etwas mehr verändert als Schliff 90, ist typisch porphyritisch (Uralitporphyrit entsprechend III. des Vorangehenden). Primäre Hornblende fehlt.

Der Schliff 88, Trauth, p. 145, nahebei, ebenfalls Albitamphibolit, mit spurenhafter primärer Hornblende = Nr. 90, sonst typisch porphyritisch (Uralitporphyrit), hat Nester von Epidotkryställchen, seltener von Hornblende, randlich mit Albit, im Innern mit Chlorit, ganz analog den eigenartigen zentrischen Gebilden (Porenfüllung) in VIII., 17. Auch Epidot ist hier etwas zonar, einmal durch Häufung von Einschlüssen im Kern, dann auch durch Wechsel im Fe-Gehalt.

Schliff 59, Trauth, p. 146, 1 (Samengarten), dichter Epidothornblendefels, war primär dichter Diabas mit sehr spärlichen Augiteinsprenglingen (jetzt uralitisiert und zum Teil chloritisiert); hier ist die sekundäre Hornblende kleinspreuig.

Schliff 89, Trauth, p. 145, 3, Grafleitner, leukoxenreicher Albitamphibolit, ist ebenfalls wie Schliff 85 und 88 porphyritisch (Uralitporphyrit). Es zeigt sich hier besonders deutlich und schön in den ehemaligen Einsprenglingen verschiedenes Mineralwachstum (Hornblende, zeitlich später Chlorit aus Augit) bei der Umwandlung in verschiedenen Bildungsstadien, wie dies

in der vorliegenden Studie oft betont wurde. Ähnliches gilt auch für die vorangegangenen 4 Dünnschliffe. Das Gestein (Schliff 89) ist tektonisch wenig beansprucht, dennoch zeigt es in den an den Einsprenglingen fortgewachsenen Faserschöpfen der fast farblosen Hornblende Andeutung von mechanischer Abbeugung, analog wie bei Gestein III., 7. Feldspat ist hier albitisiert und serizitisiert; in manchen der vorliegenden Gesteine wiegt auch Epidotisierung vor, ganz entsprechend also auch der wechselvollen Umwandlung der Feldspate in den Gesteinen Bernkogel, Gasteintal, Arltal sonst.

Schliff 116, Trauth, p. 146, 4, leukoxenreicher Epidotamphibolit vom Hönigkogel (SW Hundstein), also mehr nördlich, zeigt ebenfalls die etappenweise Umwandlung des Augits (Hornblende, später Chlorit).

Schliff 119, Trauth, p. 146, 2, dichter Epidothornblendefels, SW Lechnereck, Hundstein, ist zwar auffallend deutlicher geschiefert, doch nicht in dem Maße der Gesteine der Gastein-Arler Gegend. Bei nicht spärlichem Quarz sind hier die ehemaligen, chloritisierten und uralitisierten Augite und die Feldspate in ihren Gittern weit mehr gestört worden.

Schliff 86, Trauth, p. 146, 3, massiger Klinozoisitamphibolit, SW Lechnereck, ist strukturell sehr gut erhaltener ehemaliger Diabas(Augitplagioklas)porphyrit, in dem ehemaliger Augit nur wenig vom Uralitbildungsstadium, vorwiegend aber Chloritbildung zeigt, die ehemaligen Plagioklaseinsprenglinge aber vorwiegend Epidot- und Albitbildung mit wenig Serizit und Hornblende aufweisen.

In der ausgezeichnet angedeuteten, ehemalig vielfach mikrolithischen Grundmasse (wie man sie in den Gasteiner und Arlertalgesteinen kaum in dieser Weise zu sehen bekommt) lassen ehemalige, in der Form gut kenntliche Ilmenitkryställchen und -skelette die Umwandlung in Leukoxen (Titanit) gut erkennen neben reichlicher Bildung von Epidot-, Hornblende- usw. Kryställchen.

Schliff 87, Trauth, p. 145, 4, Quarzalbitamphibolschiefer, Adamhütte, entspricht dioritischem Magma und wirft volles Licht auf die erschlossenen genetischen Verhältnisse des Gesteins vom Haßeck (VII., 16., Hornblendeserizitgrünschiefer); denn man erkennt hier deutlich, daß die dort beschriebenen glimmerreichen Pseudomorphosen, die auf umgewandelte Plagioklase bezogen wurden, tatsächlich Plagioklasen entstammen: sie sind hier zum Teil gleich denen im Haßeckgestein, zum Teil aber sind solche Gebilde (2—3 *mm*) vorhanden, die innen vornehmlich aus schwammigem Serizit bestehen (ehemalig basischerer, leichter umsetzbarer Plagioklas), außen aber zwillingslamellierter Albit sind.

Bemerkenswert ist weiter an diesem Gestein, daß die Vermutung, im Haßeckgestein sei die jetzige fast farblose Hornblende ursprünglich tiefer grün getont gewesen, bekräftigt wird, denn

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

manche der Hornblenden des vorliegenden Gesteins zeigen fast ganz (Individuen bis 1 *mm*) oder fleckweise kräftig Pleochroismus in γ kräftig graugrün, α hellbraun; ja stellenweise ist sogar Zonarstruktur sichtbar (außen etwas hellere Schale, doch intensiver gefärbt als die sekundäre Hornblende).

Ähnlich (etwas mehr) wie im Haßeckgestein findet sich hier Quarz (mäßig kataklastisch), der als primär anzusehen ist, da er gerne als Zwickelfüllung gegenüber Plagioklas erscheint. Auch ist hier ebenso wie dort nur wenig Epidot vorhanden, dagegen reichlich Leukoxen mit ziemlich viel dunklen Kernrestanteilen. Nicht selten ist Apatit in Nadeln.

Besonders bemerkenswert ist, daß auch hier spärlich Zirkon erscheint, und zwar in alter Hornblende, gelegentlich auch von sekundärer Hornblende und Chlorit umwachsen, und daß er noch recht deutliche pleochroitische Höfe in Hornblende erkennen läßt, während sie im Haßeckgestein unmerklich geworden sind infolge der höheren metamorphen Beanspruchung, wegen intensiverer Zirkulation von Lösungen. Siehe hiezu auch später Schliff 68, Schliff 71.

Schliff 91, Trauth, p. 145, 5, epidotreicher Albitamphibolit, Palfalpe, Hundstein, entstammt Diabasaugitplagioklasporphyrit, der aber sehr intensiv dynamometamorph erfaßt ist. Die ehemaligen Einsprenglinge sind zerlinst, Augit ist vornehmlich zu Uralit und Chlorit geworden, dabei wurde das Raumgitter stark gestört und auch die Hornblende ward spreuig; noch mehr sind die Plagioklaseinsprenglinge verflößt, vielfach zu Mosaik von Albit usw. In den Uraliten ist ehemalig primärer, eingewachsener Biotit noch braun pleochroitisch gut erhalten, ähnlich etwa wie z. B. bei den Gesteinen vom Bernkogel. Auch der zu Leukoxen gewordene Ilmenit ist verlinst.

Schliff 92, Trauth, p. 145, 6, Albitamphibolit, Palfalpe, weist ähnliche Verhältnisse auf.

Im Schliff 95, Trauth, p. 150, 2, Albitchloritschiefer, Hof, schon in der Gegend von Saalfelden, sieht man noch immer Erze zu dichtem Leukoxen umgewandelt. Das Gestein entspricht einem ehemaligen mikrolithischen Diabas mit wenig Einsprenglingen. Epidot und Hornblende treten da zurück. Karbonat tritt in den Vordergrund. Das Gestein ist hiebei ziemlich kräftig geschiefert.

Für Schliff 96, Trauth, p. 150, 1, Albitchloritschiefer, Gerling, Saalfelden, gilt im Mineralbestand Ähnliches. Das Gestein ist jedoch viel weniger geschiefert, deutlich diabasisch divergentstrahlig körnig; der Plagioklas ist albitisiert, das Raumgitter hiebei weithin erhalten. Augit ist chloritisiert. Erz, außer Pyrit, ist großenteils zu Leukoxen (dicht) geworden.

In Sprüngen ist in beiden Gesteinen auch nur Chlorit sekretionär gebildet.

Beiden Gesteinen im Mineralbestand analog ist Schliff 94, Trauth, p. 150, 4, Grünkopf, WSW Dorf Dienten, Albitchloritschiefer, ehemalig mikrolithischem Diabas entsprechend, kräftig geschiefert, dann vom gleichen Fundort Schliff 93, Trauth, p. 150, 3, leukoxenreicher Albitchloritschiefer, ehemaligem Diabasporphyrit (Plagioklas- und Augit-Einsprenglinge) entsprechend, dabei in etwas an Tuffstruktur erinnernd wie bei IX., 19, jedoch, obwohl deutlich geschiefert, mit geringerer Metamorphose (Hornblende, Epidot tritt zurück). Die ehemaligen Augite sind chloritisiert, die Plagioklaseinsprenglinge (Gitter weithin erhalten) albitisiert, Erz ist zu dichtem Leukoxen geworden.

Für diese vier Gesteinsproben, die in der Position nahe dem nördlichen Rand der Grauwackenzone stehen, ist hervorzuheben, daß, unbekümmert um den Grad der mechanischen Schieferung sowohl sekundäre Hornblende wie auch Epidot zurücktritt, dagegen die Albitisierung bleibt, auch die Leukoxen-, Chloritbildung, Merkmale, die regional von besonderer Bedeutung sind und deckentheoretische Überlegungen zur Begründung erfordern.

Es folgen nun Bemerkungen über Gesteine in regional lockerem Verband aus der sonstigen Grauwackenzone usw.

Schliff 80, Trauth, p. 148, 1, Grünschiefer (Prasinit), ist sehr dichtes, sehr dünnschiefriges Gestein, N Taxenbach, O Hundstein. Epidot, Hornblende reichlich, ebenso Albit, Leukoxen, Chlorit.

Schliff 84, Trauth, p. 146, 5, Epidotamphibolit, NE Taxenbach, Uralitporphyrit entsprechend, ist ziemlich intensiv metamorph und schon nahekommend den Gesteinen der Gegend Dorfgastein.

Ebenfalls recht nahekommend durch ziemlich weitgehende Neukrystallisation von Hornblende, Albit, Epidot, Chlorit, Titanit sind Schliff 168, Trauth, p. 148, 2, und Schliff 81, Trauth, p. 148, 3, beide von Amoos (NE Taxenbach), Grünschiefer (Prasinit), wohl Diabasporphyriten entsprechend, beide deutlich geschiefert.

Daß Biotit lange in diesem südlichen, schon in der Umkrystallisation wesentlich höher metamorphen Anteil der Grauwackenzone bestandfähig bleiben kann (wie dies bei den Grünschiefern nahe Bernkogel gezeigt wurde), beweist Albitchloritbiotitschiefer zwischen der Mündung des Dientner Grabens und dem Kalkzug des Eschenauer Kogels: Schliff 198, 199, Trauth, p, 146, 1. (Darinnen viel Apatit neben Titanit, Epidot bei zurücktretender Hornblende.) Im selben Gebietsanteil treten auch Grünschiefer auf mit blaugrüner (Glaukophanitmolekül!)

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Hornblende: Schliff 197 und 75, Trauth, p. 148, 4 und 5, gern kalkreich, mit viel Titanit und Epidot, welch letzterer ebenso, wie in der Studie bei V., 10, 11 geschildert, auffallend Fe-reich ist, deutlich gelb getont, pleochroitisch, besonders bei Schliff 75. Dasselbe gilt für Schliff 61, Trauth, p. 151, 3, Biotitepidotchloritschiefer, kalkreich, von Altenhof (Goldegg), wo Epidot und glaukophanitische Hornblende auch mitten im Kalk erscheinen, analog den ähnlichen Vorkommnissen der vorliegenden Studie. Beziehung hieher hat auch mit schwach blaugrüner Hornblende Schliff 73, Trauth, p. 146, 6, Epidotamphibolitschiefer von Mayerhof, S Goldegg.

So wie die Dünnschliffe Saalfelden und die Schliffe WSW Dorf Dienten durch geringe Metamorphose auffällig sind, so gilt dies analog auch für Schliff 205, Trauth, p. 150, Albitchloritschiefer, Kaarbachalpe, W Mühlbach, ehemaligem Diabasporphyrit entsprechend. Die ehemaligen Plagioklaseinsprenglinge mit weithin erhaltener Raumgitterstruktur sind albitisiert, die Augite chloritisiert; neben gewöhnlicher Leukoxenbildung finden sich auch reichlich Rutilnädelchen. In dem geschieferten Gestein laufen nahe den Spuren der Schieferungsflächen Serizithäute; sie durchsetzen naturgemäß auch die Albitindividuen.

Ebenfalls aus dem nördlichen Gebiet liegt ein analoges Gestein vor in Schliff 169, Trauth, p. 150, 6, Albitchloritschiefer, deutlich geschiefert, WSW Mühlbach. Die zu dichten bräunlichen Leukoxen gewordenen Erze sind nur mäßig formgeändert. Auch hier treten Epidot und Hornblende zurück, merkwürdigerweise aber übernimmt die Rolle des Serizits im vorangegangenen Dünnschliff 205 hier Biotit in feinsten Flittern neben reichlichem Chlorit; ersterer wird auch oft chloritisiert, dabei opt. —, deutlich pleochroitisch (α gelb, γ deutlich grün), mit graublauen Interferenzfarben, während der Chlorit im Gestein sonst oft + ist mit graubräunlichen Interferenzfarben (hier γ gelb, α deutlich grün).

Schliff 71, Trauth, p. 149, 5, Epidotchloritgrünschiefer, NNW St. Veit (mit Inseln von Epidotkrystallen, Chlorit und Albit), war wohl Diabasporphyrit. Bemerkenswert ist, daß hier trotz reichlichen Epidot- und Chloritgehalts Hornblende ganz zurücktritt.

Zum Gestein vom Haßeck, VII., 16, siehe auch Schliff 87, sei auch verwiesen auf Schliff 68, Trauth, p. 150, *C* 1, östlich Lend, Point, Albitchloritgrünschiefer, der einem biotitdioritischen Gestein entspricht. Die Plagioklase, trüb, zwar unter Serizit- und Karbonatbildung albitisiert, dabei verbogen, auch kataklastisch, behielten dennoch öfters weithin das ursprüngliche Gitter; außerdem ist aber auch Albit ganz neu gebildet, dann klar. Der reichliche ehemalige Biotit ist jetzt chloritisiert (+, γ nahe *c* hell, α deutlich grün, mit graubräunlichen Inter-

ferenzfarben) unter reichlicher Titanitbildung. Als ursprünglich ist auch ziemlich viel Apatit, ferner Pyrit da. Bemerkenswert ist, daß in diesem Gestein Hornblende sowohl wie Epidot ganz zurücktritt.

Schliff 110, Trauth, p. 151, 1, Gleiming bei Mandling, dichter, gut schiefriger, titanit- und epidotreicher Biotitchloritschiefer mit feinstengliger Hornblende, wohl einem ehemalig dichten, mikrolithischen Eruptivum entsprechend, zeigt grünen Biotit wie die Gesteine Schliff 198, 199, Ausgang Dientnertal.

Schliff 10, Trauth, p. 154, 1, von Hackl (Forstau), kalzitreicher Quarzalbitchloritschiefer, führt neben reichlich Titanit, Hornblende in Stengeln (mäßig blaugrün pleochroitisch), ferner Epidot ziemlich viel Apatit, sehr spärlich Biotit. Das Gestein ist als Tuff angesprochen. Dieses Gestein liegt im Gebiet des Mandlingkalkzuges. Weiter nördlich in der Grauwackenzone, Eben (Altenmarkt), zeigt Schliff 109, Trauth, p. 145, 3, Albitamphibolit, recht dicht, schwach grau bis blaugrüne Hornblendestengelchen nebst Chlorit und feinstkörneligem Titanit und Epidot.

Zu diesen Grünschiefern des östlichen Teils der Grauwackenzone gehört auch Schliff 6, Trauth, p. 150, 5, dünnschiefriger Chloritgrünschiefer, Ebenfeld, Altenmarkt, der wohl ein gut auskrystallisiertes basisches Eruptivum war; bei reichlichem Leukoxen, zurücktretendem Epidot, bei wenig dünnstengliger Hornblende zeigen die Albite öfters noch weiterhin das ehemalige Plagioklasraumgitter erhalten.

Daß jedoch in einem den Werfener Schiefern schon recht nahen Gebiet (nördlich Hochgründeck, Breitspitz, Hüttau) Grünschiefer mit ziemlich hoher Metamorphose vorkommen können, beweisen die Gesteinsdünnschliffe 103, 104, 105, Trauth, p. 145, 1, 2, (epidotreicher Albitamphibolit), die in vorzüglicher Weise Diabasuralitporphyritgrünschiefer, respektive Diabasuralitplagioklasporphyritgrünschiefer darstellen mit weit vorgetriebener Metamorphose, also in dynamischer Hinsicht wie in der Mineralbildung analog sind den Gesteinen des vorbehandelten Gebiets. Die ehemaligen Augiteinsprenglinge zeigen gelegentlich noch die ursprünglichen Zwillingslamellen, doch ist weder Augit noch primäre Hornblende erhalten. Sie zeigen vielfach auch das Uralit- wie das Chloritmaschenstadium und lassen durch die geradlinigen Fortwachsungen der Faserhornblende (auch regelwidrig senkrecht oder schräg zur Schieferungsebene) erkennen, daß die Krystallisation dieser Hornblende vornehmlich nach der tektonischen Hauptphase des Gesteins erfolgt ist. Wiederholt sieht man auch ehemalige Plagioklasleisten (jetzt albitisiert) in die Uralite ragen, dabei (weil geschützt) ist weithin das ehemalige Raumgitter erhalten, während sonst vielfach die ehemaligen größeren Plagioklase zerstückt, zertrennt oder verbogen, auch in Mosaik gelegt, erst durch Zuhilfenahme des Gipsblättchens erkannt werden. Leukoxen und Epidot verhalten sich auch analog.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

In dem damit verknüpften Albitchloritgrünschiefer, Schliff 102, Trauth, p. 149, B. 1, tritt bei reichlichem Leukoxen auffallenderweise Epidot, besonders aber Hornblende ganz zurück.

Dies trifft in für diese Gegend gewöhnlicher Weise auch zu für Schliff 17, Trauth, p. 150, B. 1 (dünnschiefriger Albitchloritgrünschiefer), Hochgründeckgipfel, der anteilweise feinst braun pleochroitische Biotitschüppchen hat. Erz, wie zackige Ilmenitflitter aussehend, jedoch mitunter, wenn ganz dünn, rot bis braun durchscheinend, erinnert an Hämatit. Gelegentlich sind Rutilmikrolithe zu sehen.

Dieses Gestein erinnert an den Diabasgrünschiefer westlich Lohmühle (Großarl), X., 20.

Schliff 101, Trauth, p. 148, 1, Grünschiefer (Prasinit), und Schliff 1, Trauth, p. 145, 2, epidotreicher Albitamphibolschiefer, beide vom Laheitberg (Flachau), noch im Pinzgauer Phyllit gezeichnet, jedoch nahe am Lakenkogelfenster, wohl ehemaligem Diabasaugitplagioklasporphyrit entsprechend, doch intensiv gewalzt und gelinst, im Mineralbestand (bläulichgrün bis graugrün pleochroitische Faserhornblende mit Chlorit, Epidot, Albit, Leukoxen) zunächststehend den Gesteinen Grieskareck (V., 11) und in der Lage den Gesteinen von Roßfeldeck, Gründegg, Draugsteingebiet (Hornblende tritt da sehr zurück), zunächst also den Radstädter Mesozoikumdecken.

Schliff 100 und Schliff 2, Trauth, p. 145, *C* 1, epidotreicher Albitamphibolitschiefer vom Saukarkopf (Grieskareck), wohl einem wie Schliff 101 und Schliff 1 ehemaligen Diabasaugitplagioklasporphyrit entsprechend und zu V., 11 gehörend, ist intensiv neukrystallisiert, wobei bemerkenswerterweise der Epidot gelegentlich in $1^1/_2$ *mm* großen Körnern auftritt, hiebei wieder verbogen, zerstückt ist, so andeutend, daß das Gestein durch wiederholte Zeiten von tektonischen Einwirkungen intensiv erfaßt worden ist (siehe hiezu auch XI., 26).

Die unter X., 23, 24, 25 beschriebenen Gesteine der Draugstein-Gründegg-Gegend entsprechen durchaus den benachbarten Vorkommnissen Trauths (Schliffe 21, 67, 28, 29).

So tritt in Schliff 21, Trauth, p. 149, *C* 1, Kalkgrünschiefer (Epidotchloritschiefer), Brandstadt, Hornblende ganz zurück, ebenso in

Schliff 29, Trauth, p. 149, *C* 3, dünnschiefriger Epidotchloritschiefer (zwischen Roßfeldeck-Gründegg), dicht feinstkrystallin, weiters in

Schliff 67, Trauth, p. 149, 4, kalk- und quarzreicher Epidotchloritschiefer (Kalkgrünschiefer), SO Roßfeldeck, als metamorpher, diabasischer Tuffit angesprochen; das Gestein entspricht den bei *X* 24, geschilderten Verhältnissen. Hornblende tritt weiters zurück in Schliff 28, Trauth, p. 149, *C* 2, dünnschiefriger, dichter Epidotchloritschiefer, O Gründegg, in welchem Epidotnädelchen mit *b* vielfach parallel der

Schieferungsebene liegen. Im Gestein nimmt man mehrfache Abstauung, Schieferung und auch verschiedenartige Sekretionsbildungen wahr, wie dies eben die kompliziert und verschiedenartig gestalteten und auch verschiedenartig in der Bewegung gerichteten Deckenbildungen des Radstädter Mesozoikums erfordern. Gleichzeitige sekretionäre Bildungen können das Gesteinsgewebe bei all solchen Felsarten in kompliziertesten Weisen durchtränken, so daß schwer wird, ursprüngliches Gesteinsmaterial und sekretionäres immer einwandfrei zu sondern.

Infolge dieses Abstaues parallel der Schieferung, ein andermal schräg dazu, sieht man mitunter in den letzt herangezogenen Dünnschliffen — wie auch bei anderen dieser Studie — erhalten Bewegungen, die von den einzelnen Teilen nacheinander ausgeführt worden sind. Solche Bewegungen spiegeln sich wieder aus Bewegungen größeren Maßstabes, wie sie in der Einleitung für die Gesteinskörper besagt worden sind; es spiegelt sich da mitunter aber auch in eigenartiger Weise das Bild, wie es zustande kommt in den Decken, wofür z. B. die Profile von F. Trauth und W. Schmidt in den benachbarten Radstädter Tauern ein vorzügliches Beispiel sind (1, 3).

Zusammenfassung und Bemerkungen zur Kartenskizze.

Aus dem Vorangegangenen tritt klar folgendes hervor. Die Grünschiefer des nördlichen Gasteiner und Großarler Tales lassen sich auf verschiedenartige Diabasgesteine zurückführen, massige Gesteine und Tuffe; sie gehören der Alkalikalkreihe an; entsprechende typische Gabbrogesteine als Ausgangsgesteine wurden nicht festgestellt; dennoch zeigt sich im Haßeckgipfel ein Grünschiefer, der dioritischem Gestein als Ausgangsmaterial nahekommt.

Bemerkenswert sind Grünschiefer mit glaukophanitischen Hornblenden und sehr Fe-reichen Epidoten.

Überraschend ist in den von den Klammkalken nördlichen Gebieten, in der Pinzgauer Phyllit-, respektive auch der nördlichen Grauwackenzone, daß ganz ähnliche Grünschiefer mit ganz ähnlichem Ausgangsmaterial sich finden; primäre Eruptivgesteinsstrukturen (oft Diabasophitstruktur, aber auch Diabasporphyritstruktur) in ganz gleicher Art sind nicht selten, nur wurde primärer Augit nicht angetroffen; die Art der Umwandlung aber erfolgte vielfach ebenfalls ganz gleich oder sehr ähnlich, insbesondere sei darauf hingewiesen, daß unter den Gesteinsdünnschliffen F. Trauth's im Gebiet Bruck-Hundstein ganz analoge Gesteine wie im Gastein-, Großarltal auftreten, daß analoge Gesteine unter den von A. Spitz und G. Hradil beschriebenen Gesteinen aus den Kitzbühler Alpen (hier oft primärer Augit) vorkommen, daß solche Gesteine aber auch in

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

viel nördlicherer Zonallage am Hochgründeck bei St. Johann erscheinen.

In der Grauwackenzone von Blatt St. Johann pflegt gern und oft das Chloritumwandlungsstadium des Augits vorzuliegen, also entsprechend niedrigeren Tieflagen und geringeren Druckverhältnissen, dies besonders in den nördlichen Anteilen der Grauwackenzone, das Uralitumwandlungsstadium trifft man eher in den südlichen Anteilen dieser Zone. Hingewiesen sei hiebei auf das Zurücktreten der Hornblende in den tektonisch (deckentheoretisch) hochgelegenen Grünschiefern an der Basis des Radstädter Mesozoikums im Draugstein-Roßfeldeck-Gebiet.

Von besonderer Bedeutung ist nun, daß die im Gebiete nördlich von Bruck liegenden Gesteinskomplexe nach Osten zu gegen Ostsüdost streichen, also in streichender Fortsetzung in die in der vorliegenden Studie bearbeiteten Gebietsanteile des nördlichen Gastein- und Großarltales ziehen, demnach direkt diesen Gesteinen entsprechen.

Betrachtet man die erwähnten petrographischen Ergebnisse vom Standpunkt der Deckentheorie — für die in diesen Gebieten ziemlich allgemein übereinstimmend supponierten Einzeldecken —, so ergibt sich, daß die Mineralvergesellschaftung und der Grad der Metamorphose nicht zu einer präzisen Trennung von differenten Gesteinsdecken führt, sondern daß die aus dem nördlichen Gasteiner- und Großarltal aus dem Deckengebiet der Radstädter Serien und Klammkalkserien beschriebenen Grünschiefer unschwer in Parallele zu stellen sind denen aus dem Pinzgauer Phyllit, respektive aus der Grauwackenzone. Dieser Gedanke wurde schon bei den geologischen Aufnahmen gehegt, daß einem Großteil der Serizitphyllite, Serizitchloritphyllite, Serizitquarzite, die mit den Klammkalken und dem typischen Radstädter Mesozoikum gehen, die manchmal C-arm, dann hell, wieder C-reicher, dann dunkel sind, gleiches Alter zuzuschreiben sei, wohl allgemein paläozoisch, wobei aber immerhin einzelnen Komplexen tektonisch selbständigerer Deckencharakter oder Teildeckencharakter zukäme.

Für eine solche selbständigere und auffälligere Stellung besonders der Serizit-, Quarzitschiefer im Bereiche Klammkalk- und Radstädter Serie vom Salzachtal bis gegen das Arl-Törl, respektive Klammkalk (Lichtensteinklamm) bis etwa gegen Lohmühle (nördlich Großarl) sprechen die vom Verfasser aufgefundenen und oft nachdrücklichst hervorgehobenen Schieferhorizonte mit großen (bisweilen faust- bis kopfgroß) Geröllen von Si-reichen Eruptivgesteinen, nebst Sedimentgeröllen verschiedenartigen Ursprungs; am auffallendsten trifft man diese (etwa $^1/_4$ Stunde südlich Haltestelle Klammstein von der Straße abzweigend) am Hange Gamsberggut nach O gegen Ahornach und weiter zum Rücken zwischen Haßeck und nördlich Schuhflickerkalk, sie sind gelegentlich recht wenig umgeformt, oft aber verquetscht und stark gestreckt. Stellenweise gibt es solche große Eruptiv-

gesteinsgerölle in Serizitschiefern usw. in riesiger Anzahl. Dies gilt auch für manche der Schiefer südlich von dem nördlichen Schuhflickerkalk.

Im O sind besonders an der Zimmerebenwand solche Konglomerathorizonte, oft dünn geflatscht, ausgezeichnet aufgeschlossen. Es sei hier erwähnt, daß im vorläufigen Bericht 8 seinerzeit auf Verrucano, auf Ranachkonglomerat hingewiesen worden ist.

Dennoch folgt aus dem Gesagten nichts Bestimmtes über das Alter der verschiedenartigen Klammkalke, in denen ja, wie es das Profil gibt (8), die Radstädter Gebilde von normalem Aussehen eindringen (z. B. Heukareck). Es mag aber da nochmals hingewiesen sein auf die große Ähnlichkeit mancher Klammkalkglieder mit den Kalken der Zonen St. Veit (Hochglockner) und Eschenauer Kogel (1). Für die enge Beziehung der Klammkalke zu dem typischen Radstädter Mesozoikum sei erinnert an die Bemerkung des Berichtes (8).

Daß das Dolomitkalkgebiet im Kammzug vom Arl-Thörl bis zum mächtigen Schuhflickerklotz mesozoisch ist und unzweifelhaft dem normalen Radstädter Mesozoikum entspricht, wenn auch vielfach als tektonische Breccie entwickelt, ward schon im ersten Aufnahmsjahr, also vor weit mehr als 30 Jahren, vom Verfasser kartographisch einwandfrei dargestellt, wie es die beiliegende Skizze zeigt. Von besonderer Bedeutung ist für diese Beziehungen das auffallende Band des nördlichen Schuhflickerkalkes, das sehr mächtig und verfaltet ist in der Lärchenwand (hier öfters rundliche Pyritknauern), nach W weiterziehend saiger steht und wieder infolge Verfaltung mächtiger wird westlich Kote 1964 (südlich gut von Gamsberggut); das Band schwillt mächtig auch im O an, indem es die Arler Ache übersetzt, aufwärts steigt und nordwestlich Saukarkogel in zahlreiche horizontale Falten gelegt ist, so eine mächtige Kalkmasse darstellend, die den Nordsockel des Saukarkogels und der Saukaralpe bildet, getrennt aber davon ist durch Serizitphyllit und Quarzit, anderseits damit aber auch ergibt, daß das Radstädter Mesozoikum des Saukarkogels und der nördlichen Schwelle davon mit den Stirnen nicht tief hineintaucht, sondern flach gelagert ist, entsprechend dem Profil in (8). Die genaueren Lagerungsverhältnisse sind hier schwer zu ermitteln infolge der ausgedehnten Wälder nordwestlich Saukarkogel, da immerhin noch recht gut aufgeschlossen, besonders mangelhaft aber infolge des weiten Breitenebenwaldes mit seinen gewaltigen Block- und Schuttanhäufungen über den Nordabhang des Saukarrückens.

Die Radstädter Triaszüge im Schuhflickergebiet wie im Saukargebiet tragen sehr häufig, ebenso wie etwa die Benkkogeltrias, randlich Quarzit (Perm) (hell meist, oft mit kleinen, bisweilen rötlichen Quarzgeröllchen), daran schließen sich dann Serizitquarzit, Phyllit usw., besonders mit den Triaszügen am Südhang des Saukargebiets sind sehr häufig scharfklüftige braune

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Quarzite, gern Karbonatquarzite [der Begriff wurde vom Verfasser aufgestellt (8, p. 198) für die karbonathaltigen Quarzite in und nahe den Kalkglimmerschiefern, z. B. Schareck, Geiselkopf im Naßfeld bei Böckstein, wo sie gern nahe der Grenze als schwarze Riffelschiefer-Kalkglimmerschiefer-Serie (8, p. 197) erscheinen, gelegentlich auch mit Fetzen und Linsen von Dolomit und hellem Kalk (8, p. 218)].

Die erwähnten Triaszüge zeigen aber häufig noch einseitig vornehmlich kalkiges Material (hell und dunkel, auch grün-rötlich: Juramarmor), auf der anderen Seite mitunter Dolomit (Trias). Recht oft aber sind beide miteinander verflößt, verfaltet, als tektonisch gewalzte Breccie entwickelt, bisweilen mylonitisch. Hinein verflößt werden dann auch Quarzite, Serizitschiefer, schließlich auch Anteile der Kalkphyllite, wie dies angedeutet ist in den Gesteinszügen am Nordhang des Elmaubaches (siehe hiezu die Skizze). Bisweilen ragt da isoliert eine mächtige Triasdolomitlinse aus dem Gehänge, ganz analog wie dies für den Schuhflickergipfel und den Saukarkogelgipfel gilt.

Die Einzelglieder des Radstädter Mesozoikums sind dagegen noch sehr gut auseinanderzuhalten und zu studieren an der Ostseite des Aufnahmsgebietes des Verfassers: Pyritschiefer, Juramarmore, Triasdolomit, die mit Quarzit usw. da anstehen und komplizierte (von W. Schmidt, 3, geklärte) Falten und Überschiebungen liefern, sie sind auch vorzüglich aufgeschlossen im W davon im Schneibstein und in der Teufelswand, die als Stirn mit ihren nach Süd fallenden, dem Triasdolomit eingefalteten Jurakalken (schön weiße bis grünliche oder rötliche Jurakalkmarmore) über Quarzit und Serizitphyllit, stellenweise auch Grünschiefer, dem nach Nord fallenden Arler Kalkphyllit eingespießt ist. Die Fortsetzungen der Klötze Heustein, Teufelswand, Schneibstein nach W bilden eben die mesozoischen Gesteinszüge am Nordhange des Elmautals, sie heben meist in den Tiefen der Täler schon aus (z. B. westlich von den genannten Klötzen, dann östlich vom Heustein, wo Serizitphyllite und Grünschiefer angeschnitten sind von einem Graben) und man dringt dann in die Kalkphyllitzone ein (z. B. südlich Kasbichl, Elmaubach).

Im Grenzkamm Großarltal—Kleinarltal wird auch enge Verflößung von Klammkalkdecken und typischen Radstädter Mesozoikum sichtbar; siehe hiezu insbesondere auch F. Trauth (1).

F. Trauth trennt da (1, siehe hiezu Text und Karten) auch Radstädter Quarzphyllit usw. vom Kleinarler Quarzphyllit. Der Verfasser hat diesbezüglich wiederholt auch noch auf eine gewisse Selbständigkeit der mit den Klammkalken gehenden Serizitschiefer usw. (z. B. Zimmerebenwand, Gamsberggut mit ihren Konglomeraten) hingewiesen.

Diese Serizitschiefer können nun mit Kalkphyllit in Kontakt treten; ob hiebei kohlige Klammkalkschiefer, die kohligen

Kalkphyllite nördlich dem nördlichen Schuhflickerkalkband (besonders im Grund des Gasteintals und des Großarltals gut anstehend) zu identifizieren sind, ob sie auch ohne weiteres gleichzustellen sind dem Arler Kalkphyllit, wurde bislang nicht entschieden. Die Zone jedoch von Kalkphyllit, die als Zone „Arler Kalkphyllit" in den Aufnahmen unterschieden worden ist, ist als ganz besonders charakteristischer Schiefergesteinskomplex ausgeprägt, auch ist der dafür vor drei Jahrzehnten gewählte Name gut begründet, denn diese Kalkphyllitzone tritt in der Landschaft von den Radstädter Tauern her bis ins Kapruner Tal sehr auffallend in Erscheinung; sie ist nirgends so auffällig entwickelt wie im Großarltal, sie tritt da vom O aus den Radstädter Tauern her ausgezeichnet in Erscheinung im Kamm vom Filzmooshörndl nach S bis gegen das Hundseck, dann im Elmaubach und den meisten der Täler, welche vom Kamm Filzmooshörndl, Spielkogel, Ramsteinkogel, Großarl ausstrahlen, weiters im Gebirgsrücken vom Arl-Thörl bis gegen Aukogel, dann südlich vom Bernkogel, im Rauristal, besonders auch im Fuschertal (ausgeprägt z. B. bei Bad Fusch), wo ein Teil der Fuscher Phyllite dazugehört (siehe hiezu 21 und 25), ferner im N Imbachhorn und südlich davon (auf die groß dimensionierte liegende Falte dort hat der Verfasser schon vor Jahrzehnten aufmerksam gemacht), schließlich noch im Kapruner Tal und weiter nach W. In dieser „Arler Kalkphyllit"-Zone finden sich freilich, wie seit langem bekannt, nicht nur Kalkphyllite allein, sondern neben schwarzen Kalkphylliten trifft man (— abgesehen von eingespießten Teilen der Radstädter Serie —) sehr oft apfelgrüne bis hellgraue Kalkphyllite, oft aber auch beträchtlich viele Schwarzphyllite und Serizitphyllite, auch Serizitquarzite mit wenig oder ohne Kalk. Allgemein nur ist eben da auffallend der Kalkgehalt, der sich nicht selten steigert zu grauen Kalkmarmorbändern; weiße Marmore oder Dolomitbänke sind viel seltener. Diese Kalkphyllite mit kohliger bis graphitischer Substanz, mit Serizit und Chlorit, leicht umkrystallisierbarem Karbonat stellen den ausgezeichnetsten Gleithorizont der Tauern dar, indem zahllose Gleitflächen und Schieferungsflächen nicht nur im kleinen Gesteinsstück, sondern insbesondere auch im Dünnschliff zum Ausdruck gelangen. Dieser Horizont mit seinen vorwaltend schwarzen Phylliten ist aber auch im Südflügel der Hohen Tauern stellenweise gut nachweisbar, z. B. an der Melnikwand (nördlich Makernispitz) und im Glocknergebiet (an der Pfortscharte); siehe hiezu 8, p. 208 und 209; demnach in ganz gleicher tektonischer Situation.

Im Zusammenhang sei hiezu auf die Analogie der schwarzen, dünnblättrigen Glimmerschiefer über den lichten Glimmerschiefern nahe dem Zentralgneis, respektive über den oft zwischengeschalteten Marmoren (z. B. Angertalmarmor) hingewiesen (Riffelschiefer, 8, p. 197); auch dieser Schieferkomplex findet sich am Südflügel der Hohen Tauern, wie auch

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

in der Mulde Sonnblickgneis-Hochalmgneis; mit den Quarziten taucht er auch beim Lukashansl im Fuschertal auf und zieht ins Kapruner Tal.

Die überaus intensive Schieferung in den meisten Gesteinen der Hohen Tauern kann durch einfache Druckwirkung nicht verstanden werden, niemals etwa allein durch Intrusionsdruck und die dabei notwendigen Zerrungen im Dach, denn auch anderwärts, z. B. in den Granitintrusionsgebieten der Böhmischen Masse, ist etwas Derartiges nicht zu sehen. Es ward auf diese Dinge schon eingehend in der Einleitung hingewiesen (11); es ergibt sich dies auch aus L. Kobers gewaltiger Arbeit bei den Aufnahmen im Gebirge, seiner Fortführung der Uhlig'schen Arbeiten und Zusammenfassung der Ergebnisse für weite Gebiete hin zu einem einheitlichen tektonischen Bilde, in dem naturgemäß noch zahlreiche Detailfragen und Probleme zu klären sind (2).

Übereinstimmend kann da gesagt werden, daß diese intensive Schieferung nur durch weitgehende Bewegungen innerhalb eines Gesteinskomplexes an den Blättern der Gesteine aneinander, hinwiederum aber auch bis ins feinste gehende Bewegung der Teile der Einzelblätter aneinander verstanden werden kann, entsprechend eben den Forderungen der Deckentheorie.

Überaus lehrreiche Anhaltspunkte hiefür liefert nun gerade das studierte Gebiet und da besonders das Grenzgebiet Arler Kalkphyllit—Radstädter Mesozoikum, wo die Einzelgebilde des letzteren noch erkannt werden und in reicher Zahl als Späne, Splitter, verquetschte Falten den Kalkphylliten eingespießt und eingeknetet erscheinen; siehe hiezu Profil in (8) und Profile in (3); ähnlich zur Kalkphyllitzone verhält sich auch die Kalkglimmerschiefer-Grünschieferserie.

Von Hornblende, von Albit (Analoges gilt für Quarz) ward wiederholt gesagt, daß bei ihrer Neubildung vielfach Reliktminerale orientierend (also unbekümmert um die Schieferung) wirken können.

Für deckentheoretische Fragen in diesem Gebiete ist von Bedeutung, daß gezeigt werden konnte, daß nicht selten mehrere Bildungsstadien in einem bestimmten Gestein unterschieden werden konnten, indem primäre Minerale des Gesteins trennbare, verschiedene Umwandlungsstadien auseinanderhalten lassen, die einerseits etwas aussagen über die Zeit (relativ), anderseits auch über die Verhältnisse (Temperatur, Druck), bei welcher die Umbildung jeweils erfolgt ist. Vielfach zeigt sich hiebei, daß es nicht zur Erreichung von Gleichgewichtszuständen gekommen ist, sondern daß der ursprüngliche Mineralbestand zum Teil verblieb, zum Teil, z. B. bei tektonischen Hauptphasen, wurde einem entsprechenden Gleichgewichtszustand zugestrebt. dieser aber nicht erreicht, es setzten eben zuvor andersgeartete Verhältnisse und Bedingungen ein und es wurde wieder ein neuer, anderer Gleichgewichtszustand angestrebt; die für einfache Ver-

hältnisse von B. Sander aufgestellte Krystallisation (prä-, para-, posttektonisch) kann also vielfach hier ebenso selten verwendet werden, wie in den meist noch viel komplizierteren krystallinen Schiefern des Böhmerwaldes etwa. Weiters ist hier noch wichtig die Feststellung mancher Zonarstrukturen (z. B. einfache Zonarstruktur bei Hornblende, bei Chlorit, bei Epidot, bei letzterem aber mitunter auch mehrfache Zonarstruktur), da sie interrupte Vorgänge beim Wachstum der Komponenten, also gelegentlich mehrfachen tektonischen Hiatus offenbar macht.

Von mancher Seite wurden große Anteile der Grauwackenzone im betrachteten Gebiet als Diaphtorite angeprochen, als versteckte, durch weitgehende Verwalzung (Phyllonitisierung) unkenntlich gewordene alte Gneise, Glimmerschiefer usw.; in dieser Hinsicht ist höchste Vorsicht am Platze, wie dies ja auch die vorliegenden Untersuchungen bestätigen. Immerhin sind im Bereich des Mandlingzuges, also auch der vermuteten Fortsetzung der Schladminger Gesteinsmassen nach W gelegentlich eigenartige Gesteinsreste nachgewiesen. Man pflegt ja für Deckenabgrenzung gern den großen, weitreichenden Verwurf heranzuziehen, der nahe OW besonders Lichtensteinklamm—Höhenstraße usw. gut sichtbar zeigt auf Handbreite fast Fallen der Streckung im Südteil nach W, im Nordteil (Pinzgauer Phyllit) nach O; diese Verwerfung, von höchster Bedeutung in ihrem Ausmaß, wird in deckentheoretischer Hinsicht von mancher Seite etwas überschätzt.

Hinsichtlich der Stabilitätsfelder der Minerale der Grünschiefer in den berührten Deckengebieten ist zusammenfassend zu sagen, daß basischer Plagioklas nicht bestandfähig ist, sondern nur Albit, das Ca des ersteren geht in den Epidot, den Titanit, die Hornblende.

Das Existenzfeld in der Neubildung des Pyroxens wird nicht erreicht; bemerkenswert ist in dieser Hinsicht, daß im studierten Gebiet in den tieferen Decken Diabasaugit in Resten erhalten ist, daß er aber in der benachbarten nördlichen Grauwackenzone geschwunden ist.

Primäre braune und grüne Hornblende bleibt relativ noch länger erhalten.

Etwas Ähnliches wie für Augit (hier in der Dauerhaftigkeit) gilt für das Stabilitätsfeld der sekundären Hornblende, denn diese bildet sich ebenfalls in den tieferen Decken oder den tektonisch tiefer gelegenen Teilen von Decken, sie fehlt oder ist nur — wie schon früher gesagt — spärlich da in den Grünschiefern ganz nahe den hochgelegenen Anteilen der Radstädter Decken, z. B. Roßfeldeck-Draugstein-Schneibstein-Gebiet; das gleiche gilt für die nördlichen Teile der Grauwackenzone; das Bildungsfeld der Hornblende wird da also nicht erreicht.

In diesen letzten Fällen setzt bei Augit nur das Chloritumwandlungsstadium ein.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

Das Existenzfeld des Titanits herrscht in allen Decken, das des Magnetits jedoch schwindet, und zwar früher als das des Ilmenit; das Fe_2O_3 des Magnetits geht in den Epidot, jedoch zeigt sich gelegentlich dafür das Existenzfeld des Hämatits realisiert.

Brauner Biotit kann zwar lange erhalten bleiben, erreicht wird jedoch (wenn nicht Kontaktmetamorphose mitspielt) nur gelegentlich das Existenzfeld (Bildungsfeld) grünen Biotits.

Chlorit und Muskovit, auch Apatit haben ihre Existenzfelder durch alle Decken, ebenso Karbonate.

Für diese Dinge sei besonders auch hervorgehoben in manchem Gestein das Vorwalten der Hornblendebildung im Anfang, später des Epidots, noch später des Chlorits, auch Serizits, während der Titanit durchläuft.

Daß beim Epidot der untersuchten Gesteine so häufig im Kern die Fe-reicheren Mischungen angereichert sind, nach außen die Fe-armen, hat wohl in erster Linie darin den Grund, daß der primäre Magnetit mit seinem Fe_2O_3-Gehalt am leichtesten und frühesten der Umkrystallisation (Ummineralisation) verfällt; ist dieser aufgebraucht, so erübrigen sich für das weitere Epidotwachstum nur Al_2O_3-reichere Mischungen (aus den eben schwerer angreifbaren Feldspaten und Augiten).

Ganz analog sind die Zonarstrukturen mancher Hornblenden, besonders glaukophanitischer, zu beurteilen (Kerne Fe-reicher). (Gegenteiliges ist auch bekannt.)

In beiden Fällen ist beachtenswert, daß für wäßrige Lösungen schwerer angreifbare Silikate in den Schalen der Krystalle liegen, in den Kernen das leichter lösliche Silikat (Ausnahme hiezu die verkehrte Zonarstruktur der CaNa-Feldspate in den krystallinen Schiefern).

Für die so oft geäußerte zeitliche Wachstumsfolge von Komponenten in verschiedenen Stadien der Gesteinsentwicklung sei auch auf den merkwürdigen Parallelismus der Komponentenentwicklung in manchen krystallinen Schiefern mit dem Auftreten und der Sukzession der Minerale in begleitenden Spaltenfüllungen aufmerksam gemacht. Bei den studierten Schliffen, siehe z. B. Gestein 3, 7, 11, 17, 22 bis 25, bot sich hiefür wiederholt Gelegenheit, doch wurden diese Beziehungen schon vor etwa drei Jahrzehnten öfters gelegentlich hervorgehoben.

Dieses Moment spricht dafür, daß die Bildungsbedingungen der behandelten krystallinen Schiefer ganz der Mineralbildung in wäßrigen Lösungen entsprechen, daß also hiebei allgemein einseitige Druckwirkungen in ihrer Bedeutung eingeschränkt werden müssen, weil ja in offenen wassergefüllten Spalten weniger als die Hälfte des Druckes wie im Gestein herrschte (spezifisches Gewicht). Weiters sei hervorgehoben, daß bei den Wachstumsvorgängen an Komponenten im Gestein

weniger dem Rieckeschen Gesetz Rechnung getragen wird als vielmehr den einlenkenden und verflößenden mechanischen Bewegungen im Gestein beim Deckenverschiebungsvorgang, wie der Autor dies wiederholt vertreten hat (siehe z. B. 8, 12, 13).

Zwar nimmt nach dem Gesagten die Metamorphose, die nach allem in erster Linie durch Bewegung und die jeweilige Tieflage im Gebirge bestimmt ist, von Süd nach Nord ab, doch kann sich gelegentlich tektonische Hoch- oder Tieflage derselben Decke bemerkbar machen.

Wenn endlich eines als berechtigte Folgerung aus den Studien an den vorliegenden Gesteinen genannt werden muß, so ist es dies, daß auf Grund des oftmaligen Nachweises früherer Strukturen des Gesteins, gleichgültig ob sedimentärer oder eruptiver Natur, des Nachweises primärer Minerale, des Nachweises mitunter noch sehr subtiler, sehr empfindlicher Krystallstrukturdetails in den ehemaligen primären Mineralen mit vollem Rechte angenommen werden muß, daß sorgsam forschende, fachgeübte Augen jene Altersbeweise in den so heterogenen Sedimenten finden werden, einwandfreie und sicher bestimmbare Fossilien oder deren Spuren (21—22 u. ff., 25), die die etwas desolate Stimmung beheben werden, die seit fast drei oder vier Jahrzehnten bei allen, die in diesen Gebieten aufgenommen und geforscht haben, sichtbar wurde, weil die oder jene Gesteinskörper oder -komplexe verschiedene Forscher zu ganz heterogener Altersdeutung geführt haben.

Bilderklärungen.

(Aufnahmen von S. Ochlinger.)

Die vorgestellten Ziffern beziehen sich auf die Gesteinsnummern des Textes.

(Vergrößerungen linear nahe 35-, 21-, 16-, 10-, 2mal.)

1. Grau Augit, darinnen ehemalige Feldspatleisten. Deutliche Ophitstruktur.

1′ Dunkel Augit; die ehemaligen Feldspatleisten sind durchbrückt von uralitischer Hornblende. Deutliche Ophitstruktur. In 1 und 1′ ehemaliger Ca-Na-Feldspat durch Albit zum Teil ersetzt.

2. Augitschnitt nahe $\perp c$ mit breitem 100, mit 110 und schmalem 010. Der Augit ist innen hellviolett-purpurgrau, nach außen etwas tiefer getont, am Rande (besonders links im Bild und durch die Tonung kenntlich) graugrün. Links ist sekundär zartgrüne Hornblende mit 110 und schmalem 010 fortgewachsen, ebenso ist sie fortgewachsen ganz rechts und (zusammen mit Chlorit) in den 3 nahe parallel 010 verlaufenden Zerreißungsklüften des Augits. Der frisch erhaltene Augit ist gut durch die stärkere Lichtbrechung kenntlich gegenüber dem glatteren Relief der Hornblende. Gleich links an Augit und Hornblende ein Albitfragment (außen zermörtelt); am Feldspat (unter dem Augit und schwarz) Leukoxen, ebenso noch größer unten am Rand. Die stark lichtbrechenden Mikrolithe Epidot, das übrige zumeist Albitmosaik und Muskovitschüppchen. — 35mal.

2′. (Oben Schliffrand.) Porphyrischer Einsprengling von purpurgrauem Augit; innen (durch schwächere Lichtbrechung kenntlich) eingewachsen Feldspatleistchen. Rechts oben und links unten am Augit (schwarz) Leukoxen. Die helle Partie rechts Gesteinsgrundgewebe wie in voriger Figur. 16mal.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

3. Bei 1 Nic. erkennt man (hell und zusammenhängend) 3 größere Feldspate (links unten; Mitte von links nach rechts, schmal; von unten links am Rand nach rechts oben, breit etc.). Bei × Nic. 3'. zeigen sich diese Feldspate hypoparallel auslöschend oder sind zertrümmert; der mittlere, hypoparallel zermörtelt, zeigt noch eine Albitlamelle von links unten nach rechts Mitte (weiß) laufend; der obere ist in Bruchfelder zerlegt, durch die verschiedene helle Tonung kenntlich; auch ihn durchziehen Albitlamellen, eine schmal durchaus (weiß) verlaufend von links nahe am Rand nach rechts hin. 10mal.

4.$_1$ Epidote mit Kerntrübungen. Die schwarze Partie links unten randlich und rechts über der Mitte Leukoxen. 35mal.

4.$_2$ × Nic. Man sieht fast durchs ganze Bild von links Mitte bis rechts Mitte einen verbogenen Albit (randlich etwas zermörtelt) ziehen, gut durch eine Albitlamelle bezeichnet. Mitte links unten am Feldspat und Mitte links oben (grau getont) restierende Kerne von Augit (auch von letzterem rechts oben am Rande, weiß, Augit). Von den Augiten sprießen nun aus schilfig Hornblendefasern, die, ihre Richtung beibehaltend, unbekümmert den Feldspat durchsetzen, siehe hier 4.$_3$ mit 1 Nic. Hier sind die Augite gut durch das Relief kenntlich, gegenüber Hornblende und Albit. Rechts unten (kräftiges Relief) und sonst da dort Epidot. 35mal.

4.$_4$ × Nic. Von einem Augiteinsprengling (dunkel) sprießt außen rundum schilfige Hornblende aus; innen war (ophitisch) Feldspat eingewachsen, der (hell) ebenfalls durch Hornblende (parallel orientiert mit der äußeren) ersetzt ist. 35mal.

4.$_5$ 1 Nic. Schwarz, Mitte links oben und Mitte links unten Leukoxen. Mit kräftigem Relief, besonders Mitte rechts oben, rechts unten aggregatpolarisierend Epidot, nach außen zu in krystallographisch umgrenzte Mikrolithe wachsend, die für sich vereinzelt oder in Gruppen auch sonst im Bild sichtbar sind. Vgl. dazu 4.$_6$ × Nic. Hier im Grundgewebe einheitliche Feldspate durch Zwillingslamellen kenntlich. 35mal.

4.$_7$ × Nic. Links unten Schliffrand. Mitte links unten ein Augiteinsprengling, analog gebaut wie der früher geschilderte. In der Mitte ein ähnlicher solcher (erhaltener Augit dunkelgrau), ebenfalls durchsetzt von ehemaligen Feldspatbalken (hell), die aber schon durch Hornblende ersetzt sind, nur der von der Mitte nach rechts oben ziehende Feldspatteil ist zum Teil noch erhalten (glattes Relief, ganz hell). Vgl. dazu auch 4.$_8$ 1 Nic. Mitte links und rechts hier unten am Rand (schwarz) Leukoxen. 16mal.

7.$_1$ × Nic. Ehemaliger Augiteinsprengling randlich und längs ehemaligen Sprüngen in Hornblende gewandelt; in den damals noch restierenden Anteilen war Augit, der jetzt (schwarz) in Chlorit umgewandelt ist. 21mal.

7.$_2$ Rechts oben Schliffrand. × Nic. Schieferungsebene verläuft von links nach rechts. Mit *c* schräg dazu (von links oben nach rechts unten) lag ein Augiteinsprengling, der aber zum Großteil uralitisiert, zum Teil auch (schwarz) chloritisiert ward. Die aus dem ehemaligen Augit randlich schilfig sprießende Hornblende ward nun aus ihrer ursprünglichen Richtung mit *c* abgelenkt (besonders deutlich links oben aber auch links und rechts), und zwar allmählich bogig oder auch knickweise gebrochen, entsprechend der Gesteinsbewegung während der tektonischen Vorgänge. Zwischen dem oberen ersten und dem zweiten Drittel linker Schliffrand ist nach rechts mit Epidotgekörnle, rechts davon (schwarz) Chlorit der linke Streckungshof der Uralitpseudomorphose sichtbar. 16mal.

7.$_3$× Nic. Die Schieferungsebene geht wenig geneigt von links oben nach rechts unten. Analog wie im vorangegangenen Beispiel ist ein ehemaliger Augiteinsprengling mit *c* schräg zur Schieferungsebene geneigt gewesen und uralitisiert, zum Teil chloritisiert. Von der zerrütteten und zerstückten Uralitpseudomorphose sieht man hier besonders ausgezeichnet die schilfig sprießenden Hornblendefasern abgebeugt als Beweis ihres Wachstums während der tektonischen Bewegungsvorgänge. 35mal.

9.$_1$ 1 Nic. Schwarz Leukoxen, dunkelgrau randliche primäre braune Hornblende um einen Augiteinsprengling (beide deutlich im Relief aus-

geprägt). Im Augit waren auch hier (Lichtbrechung) Feldspatleisten, die zu Albit, Muskovit etc. umgewandelt wurden. Unten am Augithornblenderand (ziemlich einheitlich) eine ehemalige Plagioklasleiste ist jetzt zu einer ziemlich einheitlich orientierten Serizitpseudomorphose mit Albit geworden. 16mal.

$9._2$ × Nic. Der Einsprengling wird als Zwilling erkannt (obere Hälfte dunkelgrau, untere hellgrau), unten am Augit wieder die Feldspatpseudomorphose (noch heller). Die obere (dunkelgraue) Zwillingshälfte läßt die Sanduhrstruktur deutlich erkennen, und zwar die Anwachspyramide nach *c* heller im einfachen Licht, bei × Nic. in anderer Auslöschung (im Bild fast schwarz) (Grenze geht von der Zwillingsebene bogig nach rechts oben). 16mal.

14. Zentrische Gebilde im Grünschiefer: das mittlere elliptische läßt deutlich erkennen, daß mehrere winzige Mineralindividuen es aufbauen; randlich wie auch sonst im Gestein Epidotmikrolithe. 35mal.

$17._1$ 1 Nic. Schieferungsebene von links nach rechts ziehend. Als ehemalige Hohlräume gedeutet, erscheint Chlorit gleichmäßig hell, herum waren (krystallographisch wohl begrenzte) klare Epidotkryställchen gewachsen; ihnen gegenüber ist die Korngröße des Gesteins gegenüber viel kleiner, was deutlich im Bild $17._2$ × Nic sichtbar wird. 16mal.

19. 1 Nic. Schieferungsebene von links nach rechts. Das linke große Bröckelchen vornehmlich aus Hornblendestengeln (gern nahe parallel der Schieferungsebene) und Chlorit bestehend; ähnlich das linke obere und rechte obere. Die anderen Bröckelchen von wechselnder Zusammensetzung. 16mal.

24. Sowohl die schräg zur Schieferung wie auch die angenähert parallel derselben verlaufenden hellen Anteile und Adern mit schwieligen Verdickungen bestehen vornehmlich aus Quarz, Albit, Karbonat in wechselndem Mengenverhältnis, so daß Zerr- und Streckungs- und Aufblätterungsklüfte wie die Tendenz zur Bildung solcher während der tektonischen Vorgänge die Krystallisation im Gestein beherrschten. 2mal.

Literatur.

Als wichtigste Literatur, die für die studierten Gebiete in Frage kommt, sind zu nennen die Arbeiten:

1. F. Trauth, Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. I. Teil. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., 100. Bd., 1925. II. Teil, 101. Bd., 1927.

2. L. Kober, Das östliche Tauernfenster. Ebenda, 98. Bd., 1922.

3. W. Schmidt, Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. Ebenda, 99. Bd., 1924.

In diesen Arbeiten, ganz besonders ausführlich in den beiden Abhandlungen F. Trauth's, ist die einschlägige Literatur verzeichnet, so sind dies besonders die Publikationen über die durch Jahre hindurch geführten Studien 4. F. Beckes und die tektonisch grundlegenden Veröffentlichungen 5. V. Uhligs.

In der vorliegenden Studie erfolgten weiters noch Hinweise auf die folgenden Arbeiten und es seien sonst außerdem vermerkt:

6. M. Stark, Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. Min.-petr. Mitt., Bd. XXVI., Heft 1 und 2.

7. M. Stark, Grünschiefer etc. aus dem Groß-Arl- und Gasteintal. Min.-petr. Mitt., Bd. XXVI., Heft 5 und 6.

8. M. Stark, Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Bd. CXXI, Abt. I, 1912.

9. M. Stark, Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Großglockner usw. Centrbl. f. Min. etc., Jahrg. 1930, Abt. A, p. 481.

10. M. Stark, XI. Jahrg. 1913 der Mitt. d. naturwiss. Vereins a. d. Universität Wien.

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

11. M. Stark, Euganeenaufnahmen. Min.-petr. Mitt., XXVII. Bd., p. 435, und ebenda, Bd. XXXI, 1912, p. 1 (Lakkolithenfrage).

12. M. Stark, Lotos 1928, *76*, p. 1, Prag und

13. M. Stark, N. Jahrb. f. Min. etc. Bl.-Bd. 61, Abt. *A*, 1930, p. 321 bis 402.

14. M. Stark, Věstník kral. České společnost. nauk. třida, II. Roč. 1936.

15. M. Stark, Pleochroitische (radioaktive) Höfe etc. Chemie der Erde. X. Bd., 1936, p. 566.

16. A. Spitz, Basische Eruptivgesteine aus den Kitzbühler Alpen. Min.-petr. Mitt., Bd. XXVIII, p. 497, und
G. Hradil, Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbühler Grauwackenzone. Verh. d. geol. Bundesanst., Wien, 1924, p. 192.

17. F. Becke und F. Löwl, Exkursionen im westlichen und mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. VIII. Führer f. d. Exkurs. d. IX. intern. Geol. Kongr. in Wien.

18. F. Becke, Geologisches von der Tauernbahn. Schrift. d. Vereins z. Verbreit. naturwiss. Kenntnisse. Wien, 46. Bd., 1905/06, p. 329.

19. W. Fisch, Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend. Eclog. geol. Helv., Vol. 25, 1932.

20. A. Hottinger, Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters. Eclog. geol. Helv., Vol. 27, 1934. (Hier werden in der westlichen Fortsetzung der Gesteine des Gebietes Anteile für Flysch gehalten, jedoch ohne sicheren Beweis; die Gesteine werden auf dem geologischen Kärtchen meist als einfache Züge gezeichnet, was der komplizierten Verfaltung nicht entspricht, so z. B. gleich nahe dem Südausgang der Gasteiner Klamm, wo am Westhang analog der Ostseite über den Klammkalk die Serizitphyllite etc. sich hinaufschwingen und ihn [südlich Kote 1442] überlappen [siehe hiezu die beiliegende Kartenskizze].)
Auch von R. Staub (Der Bau der Alpen. Bern, 1924) war hier Flysch vermutet worden, doch fehlt Fossilnachweis, wie solcher auch fehlt in den Tarntaler Köpfen (p. 71) (siehe hiezu R. Schwinner, Jahrb. d. geol. Bundesanst., Wien, LXXXV. Bd., 1935). Es sei nebenher bemerkt, daß von Staub, p. 63, übersehen worden ist, daß in den Profilskizzen der Studie (8) nicht die gleiche Signatur für Gneis und Kalkphyllit verwendet ist; für den ersten ist das Wort Gneis eingeschrieben, für den zweiten das Wort Kalkphyllit nebengeschrieben und dies unschwer ersichtlich gemacht auch in den Profilen.

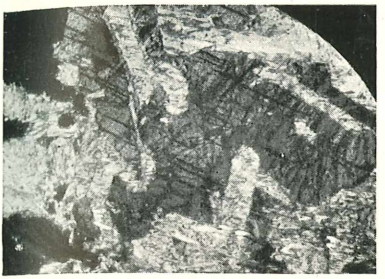
21. E. Braumüller, Der Tauernnordrand zwischen dem Fuscher und Rauristal. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, math.-naturw. Kl., vom 7. Mai 1936 (Anzeiger Nr. 11); weiters 1937/38.

22. Th. Ohnesorges Fossilfunde in F. Heritsch, Verh. d. geol. Bundesanstalt, Wien, 1919, Nr. 6.

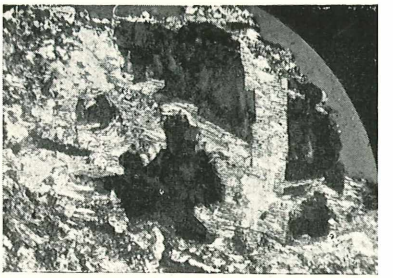
23. W. Zartner, Lotos, Prag, *70*, 1922.

24. A. Bien, Lotos, Prag, *78*, 1930.

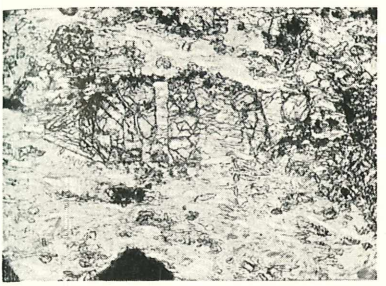
25. Zu den hier einschlägigen tektonischen Problemen siehe auch die Studien W. Schmidt, B. Sander, P. Cornelius und E. Clar in den Publikationen der geol. Bundesanstalt Wien, respektive der Akad. d. Wiss. in Wien.



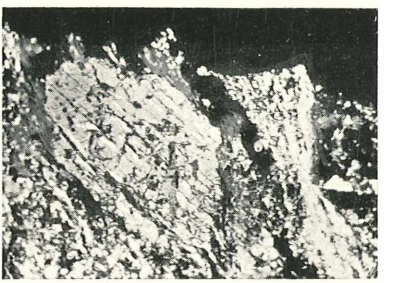
1



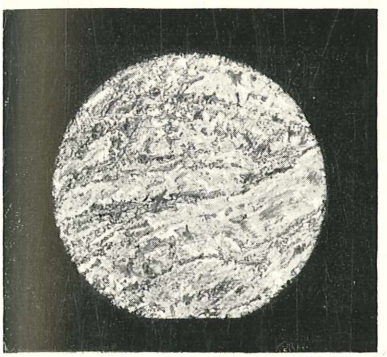
1′



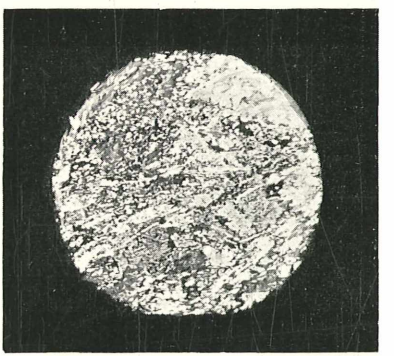
2



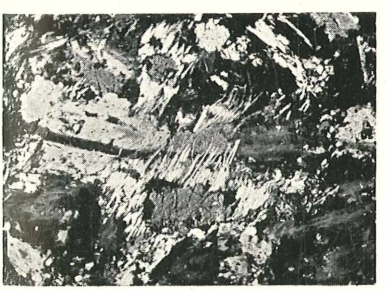
2′



3



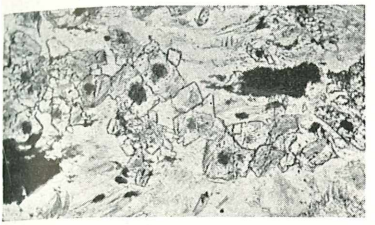
3′



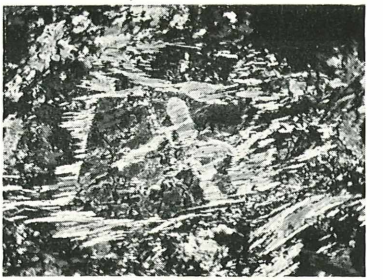
4_2

4_3

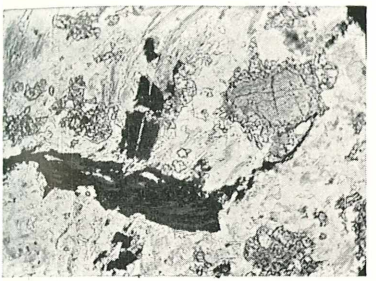
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



4_1

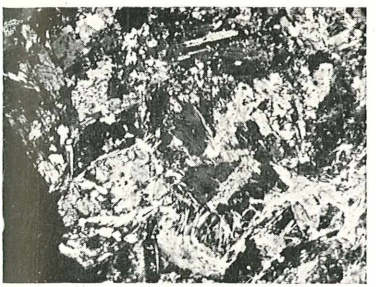


4_4



4_5

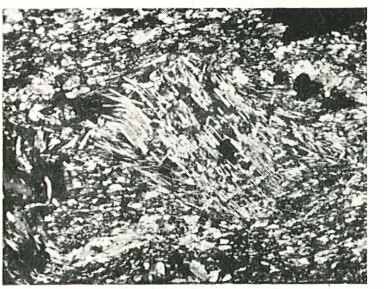
4_6



4_7

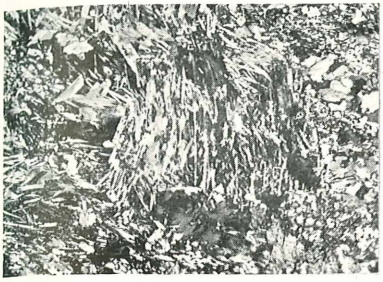
4_8

7_1

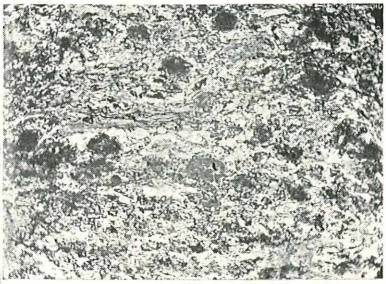


7_2

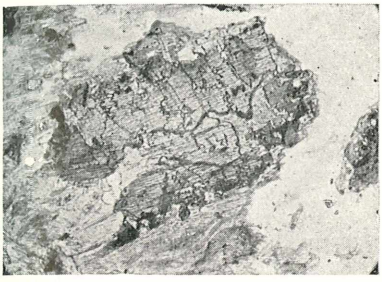
©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



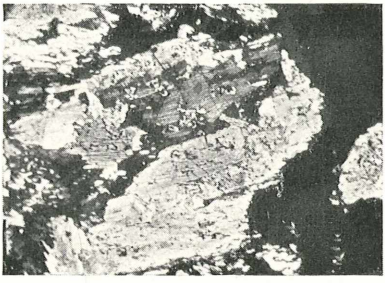
7_3



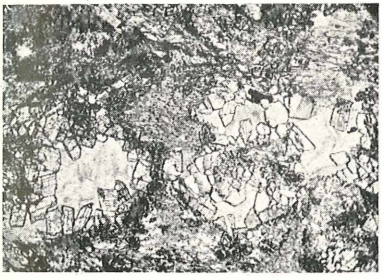
14



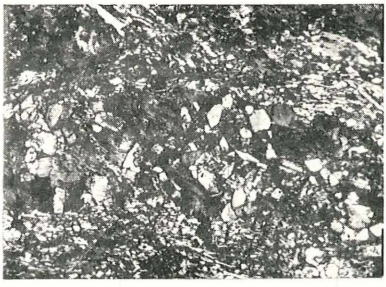
9_1



9_2

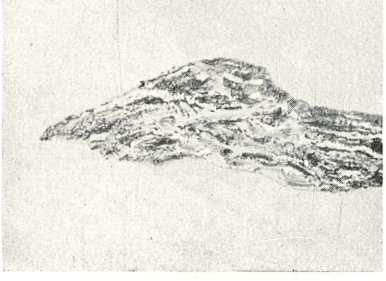


17



17_2

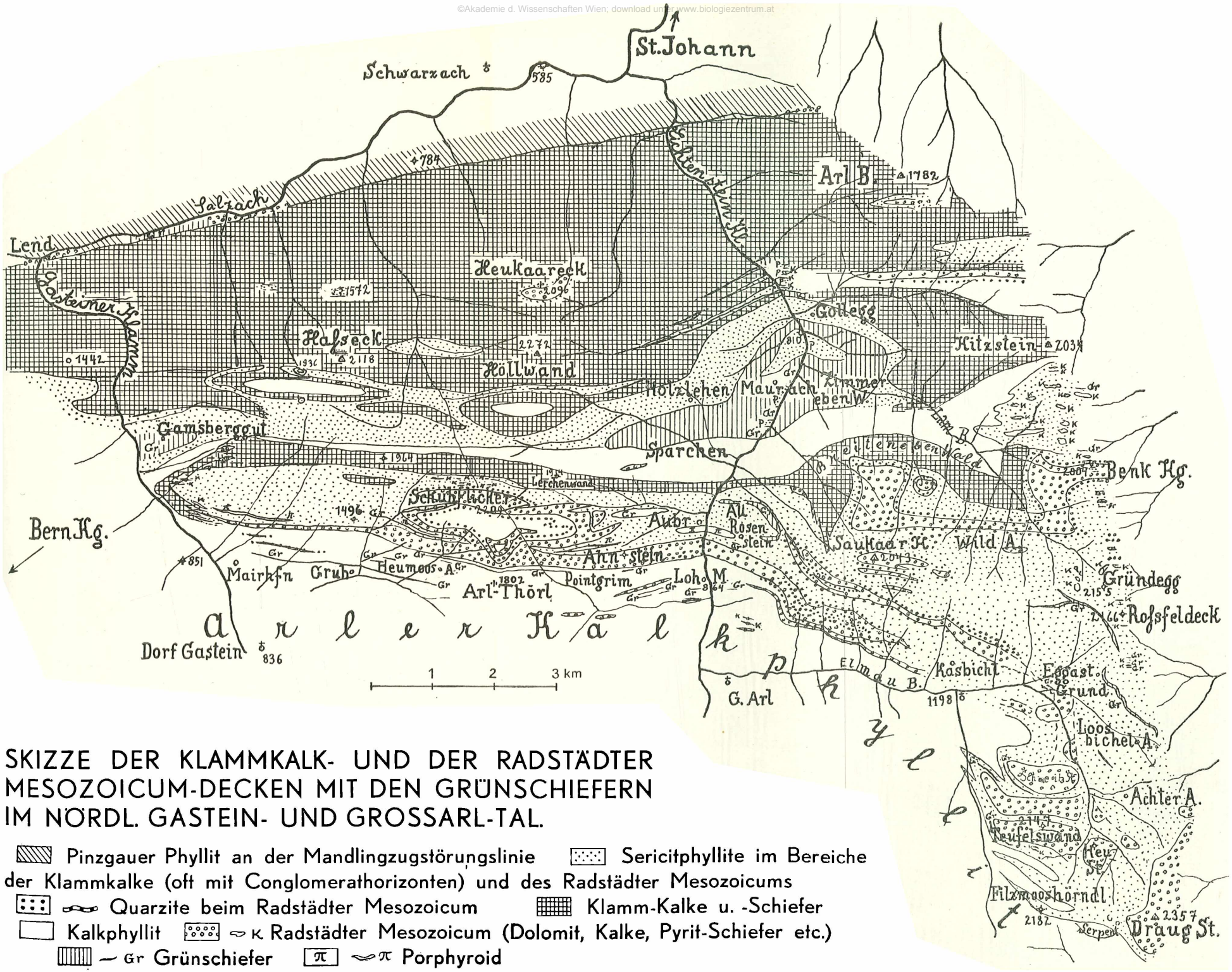
19



24

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at

©Akademie d. Wissenschaften Wien; download unter www.biologiezentrum.at



SKIZZE DER KLAMMKALK- UND DER RADSTÄDTER MESOZOICUM-DECKEN MIT DEN GRÜNSCHIEFERN IM NÖRDL. GASTEIN- UND GROSSARL-TAL.

Pinzgauer Phyllit an der Mandlingzugstörungslinie — Sericitphyllite im Bereiche der Klammkalke (oft mit Conglomerathorizonten) und des Radstädter Mesozoicums

Quarzite beim Radstädter Mesozoicum — Klamm-Kalke u. -Schiefer

Kalkphyllit — K Radstädter Mesozoicum (Dolomit, Kalke, Pyrit-Schiefer etc.)

Gr Grünschiefer — π Porphyroid